岩石鉱物鉱床学会誌

第四十二巻　第四号
昭和三十三年八月一日

研究報文

共生する数種の硫化鉱物中における Se の配分 …… 滝本清・浩種雄・広野修一郎
畑野鉱山の鉱床成因に関する一考察 …… 亘理誠五郎・本間照夫
岩手県仙人産赤鉄鉱の形態並びに格子恒数について …… 加藤謙次郎
結晶図作成のための新しい方法の検討 …… 高野琴代
利尻火山橄欖石玄武岩中の石基硬石膏 …… 勝井義雄
輝石安山岩中に見られる混成作用 …… 太田良平
桜島火山の 1956 年 5 月火山弾 …… 種子田定勝・森田準之助
栃木県羽鶴産化石を交代した苦灰石 …… 高橋博

会報

総会並びに学術講演会開催予告，会員動静，投稿規定

抄録

鉱物学及び結晶学　石英に於ける微量成分，着色中心及び格子恒数間の関係　外2件
岩石学及び火山学　California, White Tank 石英モンゾニ岩の組織と分光化学的研究　外3件
金属鉱床学　北部 Nova Scotia における浅成銅—ウラン鉱床　外3件
石油鉱床学　南カリフオルニア沖海底堆積物中のクロロフィル誘導体の含有量　外2件
窯業鉱物　シリカーアルミナ混合物の反応

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内
日本岩石鉱物鉱床学会

会　　報

日本岩石鉱物鉱床学会昭和 33 年度総会並びに学術講演会開催予告

期　日　　昭和 34 年 1 月 24 日（土）

場　所　　仙台市片平丁東北大学理学部

講演希望者は講演要旨（400 字以内）及び所要時間を記して本会宛 11 月 15 日迄に御申込み下さい。但し講演時間は一題 20 分以内とし，連名の場合は講演者に○印を付記して下さい。

会員動静〔転勤及び転居〕　小出秀幸（岩手県下閉伊郡田老町ラサ工業田老鉱業所），吾妻穣（東京都千代田区大手町 1 丁目 4 大手町ビル内石油資源開発株式会社），石田義雄（同上），細井弘（同上），白石辰巳（同上），樹下惺（東京都武蔵野市吉祥寺 952 石油資源開発技術研究所），古里功（八幡市藤田黒崎窯業研究所），武田晃幸（北海道紋別市鴻の舞鉱業所），牟田邦彦（福岡市箱崎小松町松原アパート 147），佐藤満雄（東京教育大学理学部地鉱学教室），攪上忠佑（東京都中央区銀座西 3 大宝鉱業），時津孝人（岩手県和賀郡湯田村田中鉱業土畑鉱業所），石川秀雄（東京都世田ヶ谷区若林町 535），高橋明俊（秋田県北秋田郡阿仁町古河鉱業阿仁鉱業所），大沼晃助（愛媛県喜多郡五十崎町昭和鉱業大久喜鉱業所），津留和子（熊本市水前寺本町 86 原田方），玉置裕彦（和歌山県田辺市下屋敷町 119），滝川一博（岡山県新見市井倉 720 日鉄鉱業井倉鉱業所），鈴木礼吉（東京都豊島区西巣鴨 3 の 652 間島方），白石豊（東京都千代田区大手町 1 の 4 大手町ビル内日東金属鉱業株式会社），鈴木喬（東京都世田谷区松原町 3 の 868 神田方），菅清康（北海道上川郡下川町三菱金属鉱業下川鉱業所），鈴木正作（仙台市長町西浦 290 佐藤光平方），榊原雄太郎（東京教育大学理学部地鉱教室），

〔新入会〕　外村昭久（北海道古平郡古平町沢江村鉄興社稲倉鉱業所），小鷹滋郎（群馬県吾妻郡草津町万座硫黄鉱業草津鉱業所），田中秋利（日満鉱業株式会社），相沢直人，阿久津奨，伊藤俊弥，門脇淳，金子弘二，北代吉宏，坂本光，佐々木晋，杉本好男，田中義久，高山博，中山松身，二瓶紘基，村上勲，矢吹丈輔（以上東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室）

〔退会〕　谷波正三，富永俊治

第42巻 第4号 岩石鉱物鉱床学会誌 1958年8月1日

研 究 報 文

共生する数種の硫化鉱物中における Se の配分

On the distribution of selenium in some sulphide minerals showing the relations of intimate paragenesis

滝本 清 (Kiyoshi Takimoto)*
湊 種雄 (Taneo Minato)*
広野 修一郎 (Shūichirō Hirono)**

Abstract : In sulphide deposits, generally, various sulphide minerals occur in massive or crystalline aggregates showing the relations of intimate paragenesis, and these minerals usually contain small amounts of selenium as their minor constituents.

It is a significant subject from a view point of economic geology to clarify the relations between the selenium content in various sulphide minerals which exist in the sulphide deposits and their mode of occurrence.

In present work, as a portion of these problems, the manner of distribution of selenium in several sulphide minerals which co-exist in one hand specimen and show the relations of intimate paragenesis was mainly studied. And furthermore, it was examined whether selenium distribution in given minerals can or cannot be utilized as a geological thermometer when the formation-temperatures of minerals should be discussed.

1. 緒 言

硫化物鉱床中からは一般に黄鉄鉱，黄銅鉱，磁硫鉄鉱，閃亜鉛鉱，硫砒鉄鉱，方鉛鉱など各種の硫化鉱物が産出するが，これらの諸鉱物中には微量の Se が含有されていることが多い。

硫化鉱床中に産する各種の硫化鉱物の産状とそれらに含まれる Se 量との関係を明らかにすることは鉱床学的に見て有意義なことである。

本論文では，これらの問題のうちで，とくに一試料鉱塊中に共存し，互に緊密な共生関係を示す数種の硫化鉱物中への Se の配分についての研究結果を示した。すなわち，共生する各種の硫化鉱物中への Se の配分が鉱物の種類，生成の時期などによつてどのように変化するかを検討し，さらに，これが鉱物の組織，共生関係，生成順序などの見地から推

* 京都大学工学部鉱山学教室
** 同大学院学生

定されたそれらの生成温度と如何なる関係にあるかを知るために行つた研究である。

著者たちは現在もなほ研究を続行中で，まだ十分な結論にまでは到達していないが，とりあえずその一部を報告する。

2. 試　　料

研究試料は大部分秩父鉱山の大黒鉱床から採取したが，その他同鉱山の赤岩鉱床，中津鉱床，和那波鉱床からも若干採取した。試料総数は 374 個で，そのうち大黒鉱床の各レベルから 351 個，赤岩鉱床から 12 個，中津鉱床から 6 個，和那波鉱床から 5 個をそれぞれ採取した。

採取試料のうちには著しく低品位のため，或いは微細結晶が密に混在しているために純粋な分析試料を選別しかねるものもあつて，Se の分析を行つた試料は結局 233 個であつた[1]。

今回はとくに，これらの試料のうちから，既述の研究目的（すなわち，一試料鉱塊中において互に緊密な共生関係を示す各種の鉱石鉱物中における Se の配分の問題）に大体において適当とおもわれる 15 種の試料鉱石をえらんで研究の対象とした。しかしながら，これらの 15 種の試料鉱石のうちにも，研究の結果，鉱物の種類，共生関係などとそれらにおける Se の配分とに関して同一結果を示すものがいくつかあるので，結局本論文においては次の如き 8 種の代表的な試料にまとめて報告することにした。すなわち，それらは黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とが共生する 6 種の試料，黄鉄鉱と磁硫鉄鉱とが共生する試料，黄鉄鉱と閃亜鉛鉱と硫砒鉄鉱との 3 者が共生する試料とがそれぞれ一種づつとなつている。これらの各鉱石試料における各鉱物の共生状態については後述する。

秩父鉱山の鉱床については既に多くの研究報告が見られるが[2)3)4)]，その概要を述べれば次の通りである。

鉱山附近の地質は，秩父古生層に属する粘板岩，石灰質頁岩，砂岩，チヤート，石灰岩，輝緑凝灰岩などと，これらの累層を貫く石英閃緑岩乃至石英閃緑玢岩とからなつている。さらにこれらを貫いて石英斑岩及び玢岩岩脈が見られる。古生層の一般走向は N60°～80°W，傾斜は 40°～50°NE で，大体において単斜構造を示している。古生層の岩石は石英閃緑岩，石英閃緑玢岩の迸入によつて熱変質を受けてホルンフエルスや結晶質石灰岩となり，鉱床はこれらの火成岩類の後火成作用によつて生成したものと考えられる。鉱床の主なるものは何れも石灰岩中に胚胎しているが，これらは，その産状，形態，鉱物の共生関係，鉱物の組織などから考察して，塊状鉱床と脈状鉱床とに大別されている。前者はスカルン鉱物を伴い，主として磁鉄鉱，黄鉄鉱，磁硫鉄鉱，黄銅鉱などからなり，後者は主として閃亜鉛鉱，黄鉄鉱，硫砒鉄鉱，方鉛鉱などからなつている。

3. 研 究 方 法

(1) 鉱物の共生関係の考察

供試鉱石試料は，初めにそれを構成する主要鉱物の種類，組織，品位などを肉眼的に観

1) これらについては「鉱石鉱物の産状と Se の配分」と題して近く発表する予定である。

2) 宮沢俊弥，徳永正之：地質，**56**，昭和 25.

3) 宮沢俊弥：地質，**57**，昭和 26.

4) 浅野勝三：鉱山地質，**4**，111～112，1954.

察したのちに，詳細な反射顕微鏡観察を行つて共存する諸鉱物相互の生成順序を推定した。なほこの際に一鉱物の結晶中に包裹されている他鉱物の有（種類及び量）無を観察して分析試料の純粋化に努めた。

(2)　化学分析[1)2)3)]

各試料鉱塊から上記の観察によつて選別した純粋な黄鉄鉛及び閃亜鉛鉱などの分析試料については，それぞれ Se 及び S の定量を行つた。S の定量は一般に行われている硫酸バリウム沈澱による重量法によつた。Se の定量法には種々の方法が知られているが，筆者らが行つた方法の概要は次に示す如くである。

約 15 gr の細粉試料を秤取し王水で処理したのち，湯煎上で加熱溶解する。これに約 2gr の食塩を加えて蒸発乾涸する。さらに 10c.c. の濃塩酸を加えて蒸発乾涸を繰返し，塩素及び硝酸を完全に駆逐する。最後に少量の濃塩酸にて潤し，稀釈して不溶解残渣を濾過する。濾液は比重 1.2 の濃塩酸がその溶液の 1/3 容を占めるように調製し，約 1 時間余り緩く加熱したのち亜硫酸ガスを飽和させて Se を沈澱せしめ，これを一夜放置したのちガラス濾過器で濾別する。沈澱は硝酸 (1:1) 及びブロム水で処理し，一度蒸発乾涸する。これに少量の食塩と濃塩酸とを滴下し，内容物を十分潤したのち注意して蒸発乾涸を繰返して完全に亜セレン酸にした後，一定量の温水（沈澱の量に応じて）を加えて溶解する。2c.c. の検液をとり有機試薬のピロールを加えて発色せしめ，直ちに日立式光電光度計（濾過板は O (610mμ)，吸収セルは層厚 3.5mm，容量 2c.c.）によつて測定を行つた。測定はピロール試薬を滴下後正しく 1 分 30 秒間振盪し，5 分後に測定するようにした。

4. 実 験 結 果

各試料の肉眼的及び顕微鏡的観察の結果と各鉱物中に配分される Se 量との関係について考察し，微量成分としての Se の地質鉱床学的な意義を検討することにする。得られた結果は第 1 表及び写真 1～14 に示す通りである。こゝでは各鉱物中の Se 含有量は，Se と共に S も同時に定量して S : Se の比の値をもつて示した。

試料 (1)-0014　本試料は通洞磁硫鉄鉱鉱体から採取した緻密な鉱石で，ともに塊状をなす黄鉄鉱と磁硫鉄鉱とが緊密に共生したものである。しかし，部分的に粗粒（大形のものは一辺が 10mm に達する）の六面体結晶の黄鉄鉱が多数集合するところもあり，全体として黄鉄鉱が優勢である。写真 1 に示すように，黄鉄鉱は磁硫鉄鉱によつてその一部が融蝕されているところも見られるので，恐らく後者よりも早期に生成したものと推察される。

この両鉱物における Se 含有量はそれぞれ，黄鉄鉱中では……S : Se=205,290 : 1，磁硫鉄鉱中では……S : Se=324,250 : 1 となり，Se は黄鉄鉱中に多く配分されている。

試料 (2)-2027　下二坑中段の黄鉄鉱・閃亜鉛鉱からなる小鉱体から採取した試料である。写真 2 に示すように，ともにやや微細な塊状の黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とが少量の石英及

1)　加藤虎郎：標準定量分析法，昭和 6.
2)　内藤多喜夫：有機試薬に依る分析法，昭和 25.
3)　R. Berg und M. Teitelbaum : Nachweis und Bestimmung geringer Selenigsäure und Kieselsäuremengen mit Hilfe von Pyrrol, Mikrochemie, **23**, 1930.

第Ⅰ表　秩父鉱山産試料分析表

試料	採取箇所	共生関係*	生成順序**	Se (10^{-3} %)	S (%)	S/Se
(1)-0014 黄鉄鉱	通洞の磁硫鉄鉱体	塊状の Py と Po との共生，緻密，ところにより径 1 cm に達する六面体 Py が集合する．	Py>Po	0.24	49.27	205,290
(1)-0014 磁硫鉄鉱				0.12	38.91	324,250
(2)-2027 黄鉄鉱	下二坑中段	細粒の Py と Zn との緊密な共生，Q が介在する．	Py≒Zn	0.07	47.60	680,000
(2)-2027 閃亜鉛鉱				0.05	27.22	544,400
(3)-229 黄鉄鉱	下三坑	M をとりかこみ，交代する Py 及び Zn.	Py>Zn	0.91	51.68	56,791
(3)-229 閃亜鉛鉱				0.22	33.07	150,318
(4)-3039 黄鉄鉱	〃	Py 結晶と Zn との共生，Ca を伴う．	Py≒Zn	0.17	49.47	309,187
(4)-3039 閃亜鉛鉱				0.21	31.92	152,000
(5)-3040 黄鉄鉱	〃	六面体 Py の集合した緻密な鉱塊，ポケット状に Zn が交代する．	Py>Zn	1.24	51.49	41,524
(5)-3040 閃亜鉛鉱				0.24	32.84	136,833
(6)-3042 黄鉄鉱	〃	Py+Zn, Py, Ca+Zn+Q, Py+Zn, が帯状に順次に配列する．小孔が多い．	Py>Zn	0.17	49.77	292,764
(6)-3042 閃亜鉛鉱				0.09	29.78	330,888
(7)-3043 黄鉄鉱	〃	塊状の Py と Zn との集合した鉱石，この上に As の美晶が着生する．	Py≒Zn>As	0.21	48.38	230,381
(7)-3043 閃亜鉛鉱				0.39	31.14	79,846
(7)-3043 硫砒鉄鉱				0.08	20.61	257,625
(8)-318 黄鉄鉱	赤岩坑西坑	六面体 Py と Zn との共生，マンガンアンケル石が両鉱物間を充填する．	Py>Zn	0.10	49.84	498,400
(8)-318 閃亜鉛鉱				0.09	30.48	338,666

* Py…黄鉄鉱，Po…磁硫鉄鉱，Zn…閃亜鉛鉱，As…硫砒鉄鉱，M…磁鉄鉱，Q…石英，Ca…方解石．

** Py>Zn…黄鉄鉱は閃亜鉛鉱よりも早期生成，Py≒Zn…黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とはほとんど同時生成であることを示す。

び方解石を伴つて密に共生したものである。写真 3 及び 4 は本試料の研磨片の一部を反射顕微鏡下で観察したものである。これによれば黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とは殆んど同時に生成したと推定されるけれども一部の黄鉄鉱は後者よりやや早期に晶出したと考えられるものも認められる。また写真 2 で見られる組織から分るように，本試料は鉱液の温度が比較的早急に冷却する環境下で晶出したと考えられる。

ここでは Se 含有量は，黄鉄鉱中では……S : Se=680,000 : 1，閃亜鉛鉱中では……S : Se=544,400 : 1 となり，Se は後者に多く配分されている。

試料 (3)-229　これは塊状の磁鉄鉱と細粒塊状の黄鉄鉱とが共生した中品位の試料で，

後期の閃亜鉛鉱がポケット状または小脈状に黄鉄鉱を交代している。また所によつては可成り多量の石英を伴つている。写真5には磁鉄鉱と黄鉄鉱との共生が見られる。また黄鉄鉱粒をとりかこみ，これを融蝕する閃亜鉛鉱が石英を介して塊状黄鉄鉱に接する状態も認められる。写真6は磁鉄鉱をとり囲んで，これを周辺から交代する黄鉄鉱を示す。これらの生成順序は，磁鉄鉱，黄鉄鉱，閃亜鉛鉱の順と推定される。

Se 含有量は，黄鉄鉱中では……S：Se＝56,791：1，閃亜鉛鉱中では……S：Se＝150,318：1 となり，前者に多量の Se が配分されている。

試料 (4)-3039　本試料は a または O の黄鉄鉱の結晶（大形のものは径約 8mm に達する）と閃亜鉛鉱の粟晶との集合からなつている。この他に可成り多量の方解石を伴つている。これらの鉱石鉱物の生成順序は写真7及び写真8からも推察されるように，殆んど同時生成と考えられるが，一部の黄鉄鉱は閃亜鉛鉱よりもやや早期に晶出したと思われるものも認められる。本試料は試料 (2)-2027 とはやや趣を異にし，恐らくその生成に当つては鉱液から可成りゆつくりと晶出したものと推察される。

ここでは Se の含有量は，黄鉄鉱中では……S：Se＝309,187：1，閃亜鉛鉱中では……S：Se＝152,000：1 となり，Se は後者中に多く，しかも可成りの差* を示して配分されている。

試料 (5)-3040　本試料は径約 1～4mm 大の六面体黄鉄鉱がほぼ結晶軸の方向をそろえて規則正しく積重なつてできた緻密な鉱石で，ポケット状に後期の閃亜鉛鉱結晶が交代かん入している。写真 9 に試料の一部分を示したが，品位は黄鉄鉱が著しく優勢である。また生成時期も黄鉄鉱が早期生成と推察される。

両者に於ける Se 含有量は，黄鉄鉱中では……S：Se＝41,524：1，閃亜鉛鉱中では……S：Se＝136,833：1 となり，Se は前者中に多く配分されている。

試料 (6)-3042　本試料は各種の鉱物が縞状に配列する鉱石である（写真 10 参照）。すなわち，その外側から微細結晶（径 1mm 以下）の黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とが混在する帯，ついで石英（褐色汚染）を伴う幅約 5mm の塊状黄鉄鉱帯，さらに方解石，石英（褐色汚染），閃亜鉛鉱（極く少量の黄鉄鉱を伴う）からなる幅約 3cm の小孔の多い帯が順次に配列し，最外側は再び微細粒の黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とが混在する帯となつている。分析試料は第2帯の黄鉄鉱と第3帯の閃亜鉛鉱とである。

産状から考察して，この両鉱物の生成順序は黄鉄鉱がやや早期と推定される。両者に於ける Se の配分は，黄鉄鉱中では……S：Se＝292,764：1，閃亜鉛鉱中では……S：Se＝330,888：1 となり，前者にやや多い結果を示している。

試料 (7)-3043　本試料は黄鉄鉱，閃亜鉛鉱，硫砒鉄鉱の3者からなる鉱石である。黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とはともに塊状で緊密に共生し，所により縞状を呈する。また閃亜鉛鉱は径約 2mm 大の粒状結晶が局部的に多数堺集して高品位を示す所も見られる。この両鉱物の集合塊を台として硫砒鉄鉱の菱形結晶（大形のものは径約 10mm に達する）が多数着生している（写真 11 参照）。また本鉱石は全体として小孔が多くその内側にはしばしば硫砒鉄鉱の小結晶が簇生している。これら3者の生成順序については閃亜鉛鉱と黄鉄鉱とは殆んど同時生成と考えられるが，硫砒鉄鉱は前2者よりはやや後期生成と推察され

* S：Se の比の値のみならず Se の絶対量も閃亜鉛鉱中に多い。

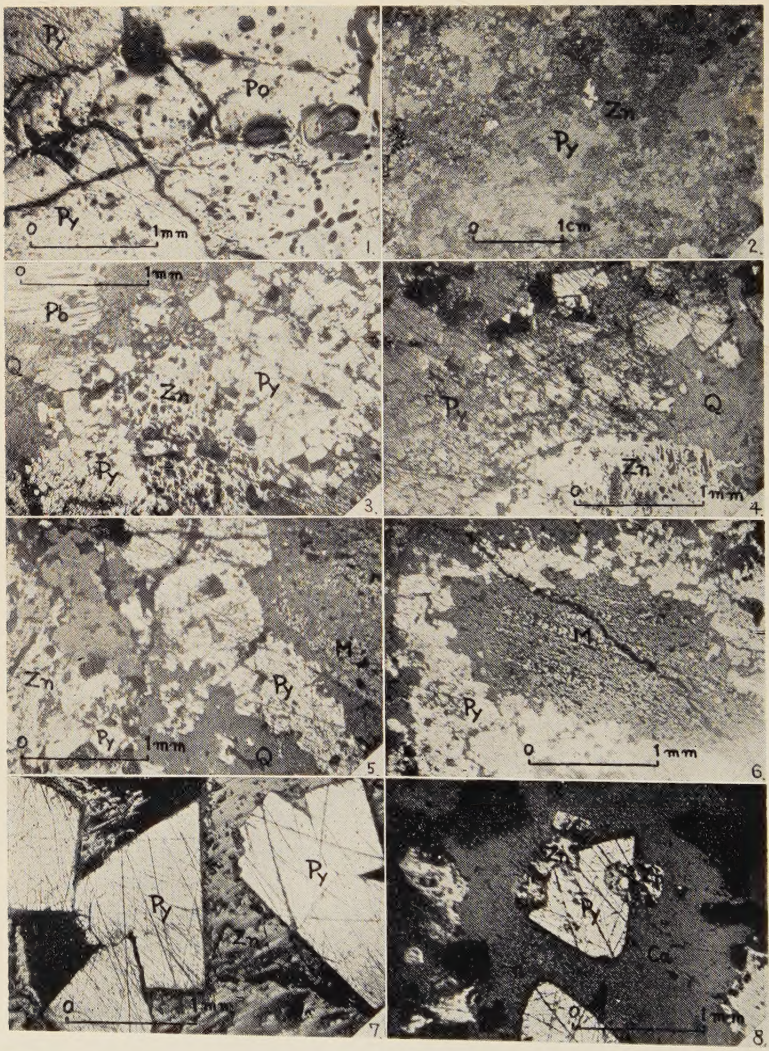


写真 1. 試料 1. 黄鉄鉱 (Py) と磁硫鉄鉱 (Po) との共生 [Py · S : Se = 205,290 : 1, Po · S : Se = 324,250 : 1]　写真 2. 試料 2. 黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉄 (Zn) との緊密な共生 [Py · S : Se = 680,000 : 1, Zn · S : Se = 544,400 : 1] 写真 3. 試料 2. 黄鉄鉄 (Py) と閃亜鉛鉄 (Zn) との共生，Pb は方鉛鉄，Q は石英。　写真 4. 試料 2. 黄鉄鉄 (Py) と閃亜鉛鉄 (Zn) との共生，Q は石英。写真 5. 試料 3. 磁鉄鉄 (M) と黄鉄鉄 (Py) と閃亜鉛鉄 (Zn) との共生，Q は石英 [Py · S : Se = 56,791 : 1, Zn · S : Se = 150,318 : 1]　写真 6. 試料 3. 磁鉄鉱 (M) をとりかこみ，これを交代する黄鉄鉱 (Py)。

(次頁下段へ続く)

る（写真 12 参照）。

ここでは Se の配分は，黄鉄鉱中では……S : Se=230,381 : 1，閃亜鉛鉱中では……S : Se=79,846 : 1，硫砒鉄鉱中では……S : Se=257,625 : 1 となり，閃亜鉛鉱中に最も多く，ついで黄鉄鉱，硫砒鉄鉱の順となつている。

試料 (8)-318　本試料はおもに a（最大径約 5mm）の黄鉄鉱と聚晶をなす閃亜鉛鉱との集合からなり，両鉱物の間隙を鮫状の黒色鉱物（マンガンアンケル石，径約 3mm に達するものがある）が膠結している。本試鉱においては黄鉄鉱は閃亜鉛鉱よりも早期生成と思われる（写真 13, 14 参照）。この両鉱物における Se の配分は，黄鉄鉱中では……S : Se=498,400 : 1，閃亜鉛鉱中では……S : Se=338,666 : 1 となり，Se は後期生成と推定される閃亜鉛鉱中に多く含まれている。

5. 実験結果の考察

(1)　鉱物の種類と Se の配分

一般に硫化物鉱床においては数種以上の硫化鉱物が共存して産出する場合が多い。これら各種の硫化鉱物中の Se 含有量については筆者らも既にかんたんな報告[1)2)]を行つたが，その他にも 2·3 の報告[3)4)]が見られる。

しかしながら，1 つの鉱石試鉱中に共存し，互に緊密な共生関係を示す各種の硫化鉱物中に配分された Se については未だ十分なる記載は見られない。筆者らは本実験においてこの問題をとりあげて検討することにした。すなわち，鉱液から各種の硫化鉱物が晶出生成するとき，その主成分の 1 つである S の一部を置換して微量の Se が母液から各鉱物中に配分されたものと考えられるわけであるが，この配分が鉱物の生成時期，生成温度などに関係なく，ある特定の鉱物種にのみ選択的に行われるものかどうかを検討して見たのである。

その結果，第 1 表に示すように，少くとも今回採取して研究した試料の範囲においては，各鉱物中に配分される Se 量は鉱物の種類によつて特徴を示すものではないことが明らかとなつた。

(2)　鉱物の生成順序と Se の配分

1 つの試料鉱石中に各種の硫化鉱物が引続いて生成している場合に，各鉱物の生成順序とそれらに配分せられた Se 量との間には何らかの関係があるかどうかを検討して見た。

その結果として，各種の鉱物が共存するとき，早期生成と推定される何れか一方の鉱物中には後期生成と推定される他方の鉱物中よりも多くの Se が配分されているのが普通で

写真説明つづき

写真 7. 試料 4.　黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉱 (Zn) との共生，小孔が多い［Py…S : Se=309,187 : 1, Zn…S : Se=152,000 : 1］。　写真 8. 試料 4.　閃亜鉛鉱 (Zn) は黄鉄鉱 (Py) を融蝕する，Ca は方解石。

1)　滝本清，潜種雄：日鉱会誌，**68**，昭和 27.

2)　滝本清，潜種雄，外：水旺，**12**，昭和 29.　**13**，昭和 31.

3)　Michel Fleischer : Econ. Geol., Fiftieth Anniv., **I**, 905～955, 970～1024.

4)　Michel Fieischer : 前出.

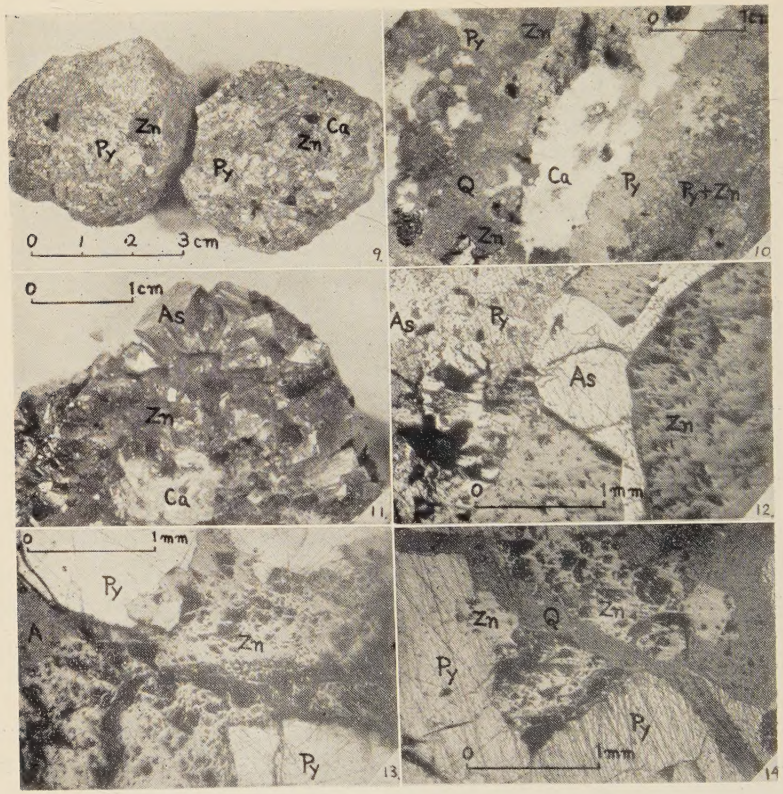


写真 9. 試料 5.　黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉱 (Zn) との共生，Zn は Py 中にポケット状に入っている，Ca は方解石［Py…S：Se=41,524：1，Zn…S：Se=136,833：1］。　写真 10. 試料 6.　黄鉄鉱 (Py)＋閃亜鉛鉱 (Zn)，Py＋石英 (Q)，方解石 (Ca)＋Q＋Zn＋Py，Zn＋Py が順次縞状に配列する［Py…S：Se=292,764，Zn…S：Se=330,888］。 写真 11. 試料 7.　黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉱 (Zn) とが共生し，これらの上に硫砒鉄鉱 (As) の結晶が着生する，Ca は方解石［Py…S：Se=230,381：1，Zn…S：Se=79,846：1，As…S：Se=257,625：1］。
写真 12. 試料 7.　黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉱 (Zn) と硫砒鉄鉱 (As) との共生。
写真 13. 試料 8.　黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉱 (Zn) との共生，A はマンガンアンケル石［Py…S：Se=498,400：1，Zn…S：Se=338,666：1］。 写真 14. 試料 8.　黄鉄鉱 (Py) と閃亜鉛鉱 (Zn) とを貫く石英 (Q)］。

ある（例えば，試料 (1)，(3)，(5)，(6)，(7)）。

しかしながら，この解釈に対しては 2・3 の例外も認められる。すなわち，試料 (8)-318 では，黄鉄鉱は閃亜鉛鉱よりも顕微鏡的に早期生成と推察されるが，Se は上例とは逆に早期生成の黄鉄鉱よりも後期生成の閃亜鉛鉱に多く配分されている。また試料 (2)-

2027，試料 (4)-3039，試料(7)-3043 などにおいては，黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とは殆んど同時生成と推定される（厳密には黄鉄鉱がやや早期に晶出しはじめたと見られる）が，両鉱物中に配分されている Se 量は3試料とも前者よりも後者中に多いと言う結果を示している。

これらの 2・3 の例外については次項において生成温度と関連して論議することにする。

(3)　鉱物の生成温度と Se の配分

鉱物の生成温度を知ることは鉱床の成因を知るために重要な事柄であるが，そのためにいろいろな方法が試みられている[1)2)3)]。これらのうちで鉱物の組織，共生関係，生成順序などからそれら相互間の相対的生成温度を推進する方法は従来から しばしば 用いられているところである。ここでは主にこの方法に従つて推定した各鉱物の生成温度とそれらに配分されている Se 量との関係について吟味を行つて見た。

試料 (3)-229，試料 (5)-3040 などにおいては，共存する黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とでは顕微鏡的観察から推察すると後者よりも前者の方が高温生成と推定される。これらにおける Se の配分は試料 (3)-229，試料 (5)-3040 ともに高温生成と推定される黄鉄鉱中に多いと言う結果を示している。

つぎに試料 (4)-3039 においては，黄鉄鉱と閃亜鉛鉱とは顕微鏡的に殆んど同時生成と推定され，従つて殆んど同じ温度で生成したものと考えられるものであるが，両鉱物中の Se 含有量には可成りの差が見られ，前者よりも後者中により多く含まれている。試料 (2)-2027 においても試料 (4) とほゞ同様の結果を示している。

また試料 (8)-318 においては，閃亜鉛鉱は顕微鏡的に黄鉄鉱よりも後期生成と推定され，従つて一般には後者よりも生成温度が低いであらうと推察されるものであるが，Se の配分はかえつてこの閃亜鉛鉱中に多いと言う結果が得られた。

これらの例外的な事実を解釈するにあたり，「Se は熱水鉱床においては低温生成の硫化鉱物よりも高温生成の硫化鉱物中により多く配分せられるものである」と言う Goldschmidt の仮説[4)] を正しいとするならば，これらの例外的な試料においては，従来の概念とは逆に黄鉄鉱よりも閃亜鉛鉱の方が生成温度が高かつたと推定される。なほこれだけの資料でかかる推定を行うのは不十分であるとしても，少くともこれらの事実は従来から行われている肉眼的及び顕微鏡的観察のみによつて鉱物の生成温度を推定することは，時にはある程度の不正確さが伴うものではないかと云ふことを示唆している。

6.　要　　約

今回の実験によつて得られた結果を要約すると大体次の通りである。

(1)　硫化物鉱床において緊密な共生関係を示す各種の硫化鉱物中への Se の配分は鉱物の種類にはよらない。すなわち，Se はとくにある特定の鉱物種にのみ選択的に配分される傾向は見られない。

(2)　各種の硫化鉱物中への Se の配分は，多くの場合早期生成の鉱物従つて一般には

1)　西尾滋，今井秀喜，外：鉱山地質，**3**，21，1953.
2)　早瀬喜太郎，大塚良平：地質，**58**，133～143，**58**，497～504，1952.
3)　Earl Ingerson：Econ. Geol., Fiftieth Anniv., **I**, 905～955, 341～410.
4)　K. Rankama and H. G. Sahama, Geochemistry, 1949.

高温生成と推定される鉱物中により多く配分されている。

(3) 以上に得られた結果から，未だ若干の不備な点はあるけれども，鉱物中の Se は大体それらの生成温度の Indicator として有効であると考えられる。

謝　　辞

最後に研究試料の採取に当り種々御指導，御便宜を賜つた日窒鉱業株式会社秩父鉱業所長湯本仁，同採鉱課長木村敏行，同探査課員浅野勝三及び金田光弘の諸氏に対し深甚の謝意を表する次第である。

本研究に要した費用の一部は文部省自然科学研究費によつたものである。

畑野鉱山の鉱床成因に関する一考察

A consideration on the genesis of the ore deposit in Hatano mine.

亘　理　誠五郎 (Seigorō Watari) *
本　間　照　夫 (Teruo Homma) *

Abstract : The ore deposit in Hatano mine belongs to the so-called "Kuroko" which are found in dacitic tuff or dacitic tuff-breccia of the Miocene. It is considered that the ore deposit was not formed at the present place but carried from somewhere in view of the distribution of the out-crops, the size and shape, and the character of the ore. That is, some ore bodies of "Kuroko" were broken by the volcanic action of dacitic rocks and transported with its mud-flows to the present situation.

1. 緒　　言

畑野鉱山は秋田県雄勝郡雄勝町秋ノ宮村にあり，明治中頃より所謂黒物型鉱床として稼行せられてきた。従来からの探鉱・採鉱の実績によれば鉱床の規模は小さく，主として手掘によつて小規模に稼行せられ，幾多の消長変遷を経て今日に至つた。昭和 31 年 7 月古河鉱業株式会社の経営する所となり，爾来筆者はその探査作業に従事することになつたので現在までに得られた観察資料に基き若干の私見を加えて，ここの鉱床の成因に関する一考察を行つてみたいと思う。調査は鉱区の範囲内に限られた狭い区域であつて外郭地域の地質状況については末尾の文献によつた。

2. 地　　質

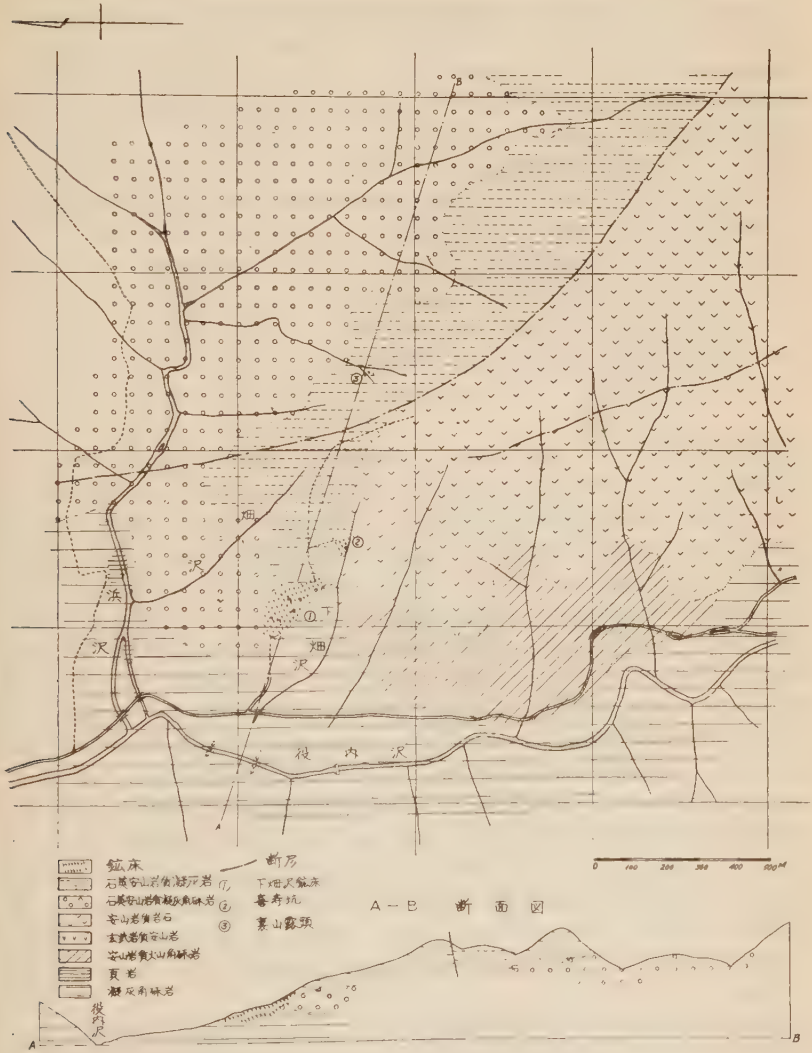
本鉱山附近の地質に関しては，加藤磐雄及島田昱郎の研究[1)2)]があり，それによる層序を示せば次の通りである。

* 古河鉱業阿仁鉱業所

1) 加藤磐雄：岩鉱，**35**，91～106，1951. 岩鉱，**36**，151～174，1952.

2) 加藤磐雄，島田昱郎：岩鉱，**37**，1954.

第1図　畑野鉱山附近の地質図



虎毛山層　{ 塊状浮石質凝灰岩

蟹沢層
神室山層　{ 凝灰質黒色泥岩
緑色凝灰岩
変朽安山岩
変朽安山岩質角礫凝灰岩

基盤岩類　花崗閃緑岩類・片岩類

虎毛山層は中部中新世台島階に相当し，上記研究者の記載によれば次の通りである。

「秋田・宮城県境脊梁部から秋田県側横手盆地南東縁山地一帯に亘り，緑色凝灰岩相地域の大半を占めて最も広く分布し，且つ厚層をなし，全厚層 600～700m に達する。

淡緑色の塊状浮石質凝灰岩，角礫凝灰岩，黒雲母石英安山岩質凝灰岩等の火山砕屑岩相を以て殆ど終始され，局部的に同岩質若しくは輝石安山岩質集塊岩乃至熔岩流を一般に下部に夾在する。」

当鉱区内には，第三紀角礫凝灰岩を主とし，これに石英安山岩質岩石，安山岩質岩石等が分布しているが，これらはこの虎毛山層に相当するものと考えられる。これら分布岩石類を上部より順に列記すれば，次の通りである。

石英安山岩質凝灰岩
石英安山岩質凝灰角礫岩
安山岩質岩石
安山岩質火山角礫岩
玄武岩質安山岩
頁岩
凝灰角礫岩

頁岩は浜沢下流に局部的に露はれており，凝灰岩～凝灰角礫岩層と漸移し，その一部として夾在されているものと考えられる。浜沢下流及畑沢中流には屢々大塊 (2m～5m) をなして石英安山岩質凝灰角礫岩中に含まれている。概して凝灰質であり一般に黒色を呈しているが，珪化作用の為，硬質となり，白色化して黄鉄鉱の鉱染する所もみられる。凝灰角礫岩は主に役内川に沿う地域に分布し，淡緑色～淡褐色，無層理で，一般に 3～5cm 程度の種々の角礫を含んでおり，一部安山岩質な凝灰角礫岩となつている。役内川西岸には略水平の層理が望見される。玄武岩質安山岩は暗灰色，緻密，堅硬で，上記凝灰角礫岩中に小岩脈をなして存在するが，鉱区内に於ける分布は限られている。安山岩質火山角礫岩は，褐色を呈し，同質岩石の角礫～亜角礫 (5cm～100cm) を多量に有するものである。下部の凝灰角礫岩及上部の安山岩質岩石との間には明瞭な境界はなく漸移関係にあるものと考えられる。安山岩質岩石は鉱区中央の嶺線に沿つて西南部に分布し，黒色緻密なものから茶褐色斑状を呈するものまであり，一部粗粒玄武岩様のところもみられる。

石英安山岩質凝灰角礫岩は鉱区北東部に広く分布しており，石英安山岩をはじめとして大小種々の角礫を含んでいる。浜沢下流の川底には黒色頁岩，緑色凝灰岩等の大塊を含むところがあり，しばしば粘土化している部分がみられる。又流状構造を示す所もあり，構成岩片は全く分級されておらず，全体として混沌たる構造を呈している。石英安山岩質凝灰岩は鉱区中央の領線に沿うて分布しており，灰白色，粗鬆質で，石英，黒雲母，長石等を含む。

以上述べた通り鉱区内に分布する堆積岩類は，何れも無層理，塊状で，地質構造を推定する資料に乏しいが，堆積岩類の分布状態から推して，略水平に近いものと考えられる。断層の大きなものは，鉱区中央の嶺線に略平行して東側を走るものと，西側を走るものの二つがあり，前者は急峻な断層崖を形成しており，安山岩質岩石と石英安山岩質凝灰岩との分布の境界を限るものである。

3. 鉱　　床

鉱床は黄鉄鉱，黄銅鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，金，銀等を含み，脈石鉱物として，石英，

紫水晶，方解石，重晶石等を有する暗灰色，緻密，堅硬の所謂黒物型に属する塊状鉱床である。鉱塊の大きさは長径 7m 位のものから数 cm 程度のものまであり，一般に暗灰色，石英質の珪鉱が多い。

鉱石露頭は下畑沢地域にあるものが，数，量，ともに最も大く，現在稼行されている鉱床はここに存する。この他小ヤケガラ沢上流ハナコスリ沢中流，畑沢上流にもみられるが何れも規模が小さく，一箇づつ孤立して存在する。これらの露頭の分布状況を大観すれば畑沢及下畑沢で夾まれて，N 70° W の方向に延びる地域が限定される。

下畑沢地域には現在まで約 20 ケ所に於て露頭が確認せられているが，何れも規模が小さく，鉱塊の大きさは普通長径 2m 程度のものであつて，露頭そのものとしては，黄鉄鉱を主とした石英質の珪鉱の域を出ない。これらの中比較的露頭の密集している略中央の地域に古くから坑道が切られて開発せられているが，それらの旧坑図面に徴してみても，山の深部にはなく比較的浅い所にあつて，鉱床の分布範囲が上記のやうに限定されていることが判る。鉱塊は何れも石英安山岩質岩石類の中にあり，下畑沢鉱床及喜寿坑はその縁辺部に沿うて存在しているものである。以下地域的に次の四つに分けて，各鉱床についての記載を行う。

(1)　下畑沢鉱床

下畑沢鉱床は現在，新坑，二番坑，三番坑が開発せられてあつて，この中に大小合せて数十ケの鉱塊が確認せられている。それらは長径 7m 位から数 cm 程度のものまであつて何れも多少粘土化した dacitic tuff-breccia の中に存在する。dacitic tuff-breccia は灰白色乃至灰青色を示しており，珪化頁岩～砂岩の角礫を主として石英安山岩，安山岩，凝灰岩，その他原岩不詳の珪化岩石等の角礫を含んでいる。角礫は長径 2～3cm のものから 100～200cm 位のものが普通であつて，一般に珪化乃至鉱化をうけているものが多い。鉱塊はこれらの角礫と一緒になつて産出しており，或は密集し，或は孤立して単独に，或は粒状に散在してその賦存状況は雑然として一定していないが，大きさ，集合状態及含銅品位から便宜的に分類すれば，次の六通りに分けて考えられる。

(i)　粘土混り微細鉱　暗灰色粘土質岩石中に微細な黄銅鉱，黄鉄鉱が混在するもの。長径 3cm 以下の鉱化した角礫を含むことがある。

(ii)　粘土混り粒状鉱　灰白色粘土質岩石中に長径 3～5cm の鉱化した角礫が比較的密に混在するもの。

(iii)　低品位珪鉱　角礫乃至亜角礫状の珪化頁岩（凝灰質）～砂岩中に黄銅鉱，黄鉄鉱が鉱染するもの。

(iv)　高品位珪鉱　角礫乃至亜角礫状の珪化岩石を主として黄銅鉱，黄鉄鉱が交代するもの。

(v)　玉状鉱　粘土質岩石中に比較的高品位の長径 10cm～50cm 位の円礫～亜角礫状鉱石が単独に存在するもの。

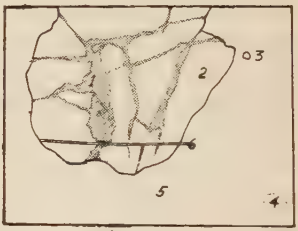
(vi)　黒鉱　石英・方解石・重晶石・黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱等を含むもの。黒色を呈し円礫～亜角礫状の鉱石，産出は少い。

上記の鉱塊は何れも亜角礫～角礫状を呈しており，大部分が頁岩（凝灰質）～砂岩の鉱化作用をうけたものである。微細乃至粒状鉱の産出箇所では，一見して石英安山岩質凝灰角礫岩中の頁岩～砂岩の角礫を選択的に交代して鉱化が行はれている様に見えるが，詳細

第2図
二番坑 坑内鉱塊賦存状況



第3図
鉱脈の走る角砾
(二番坑下中段)



第4図
鉱塊の産状



(二番坑南立入の引立)

第3図 1. Q-Py-Cp-Zn-Pb vein. 2. 珪化頁岩～砂岩. 3. 鉱塊. 4. 鉱塊崩落跡. 5. 凝灰角礫岩. 6. 折尺 (1M)。

第4図 1. 鉱塊. 2. 黒色頁岩. 3. 珪化岩石. 4. 砂岩. 5. 石英安山岩. 6. 鉱塊又は礫の抜け跡. 7. 折尺. 8. 凝灰岩。

に観察すれば，鉱化をうけた角礫は，鉱石の破片或は片刃と考えられるものが多い。(iii), (iv) の鉱塊の中には第3図に示すやうに，頁岩～砂岩の layer に沿うて，脈巾 3cm の石英・重晶石・黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱脈があり，その block の端で鉱脈は切られている。又第4図に示すように鉱塊が破砕作用をうけたとみられるものがあり，鉱塊は石英安山岩質凝灰角礫岩中の一breccia 或は—block として含まれているものと考えられる。

母岩の粘土化は，ここでは普遍的なものであつて，地表に近いので，下降水の影響が多いものと思はれる。特別に鉱塊の周囲にだけ著しい粘土化作用は認められない。

旧坑図によれば，過去の採掘跡は，山の深部に至る坑道にはなく，凡て地表近くに浅く掘られた坑道にあつて，鉱塊は石英安山岩質凝灰角礫岩の縁辺部に沿い，地表近く浅い所に存在していることを暗示している。

(2) 喜寿坑

喜寿坑は下畑沢上流に位置しており，安山岩質岩石との境界附近にあつて，比較的細い珪鉱露頭が密集している所である。石英安山岩質凝灰角礫岩中に珪化された頁岩～砂岩の角礫が混在しており，二，三の探鉱坑道が切られているが，未だ稼行に値する様な鉱塊は見出されていない。当所の母岩は比較的分級が良好であり，鉱塊の存在している附近は全般的に珪化作用をうけている様に見える。

(3)　裏山露頭

裏山露頭と称するものは，鉱区中央の嶺線近くにあつて，15m×12m×6m の規模の鉱塊が石英安山質凝灰岩中に孤立して存在するものである。鉱塊の一部は，方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方解石・重晶石等からなる黒灰色，緻密の所謂黒物となつている。原岩の構造を明らかに残している所は見られないが，一部に未鉱化の角礫を含む所があり，下畑沢鉱床の鉱塊と略同様な母岩が鉱化されたものと考えられる。周囲は凡て石英安山岩質凝灰岩に囲繞されており，恰も母岩中に浮いている様な産状を呈している。鉱塊との境目附近は粘土化もみられず，珪化作用，緑泥石化作用，黄鉄鉱化作用等の通常肉眼で観察し得る鉱化に伴う変質作用も特に認められない。

(4)　その他

その他畑沢中流，ハナコスリ沢上流等にみられる露頭は，それぞれ一塊づつ存在するもので，珪化頁岩の鉱化をうけた珪鉱である。それらの附近の母岩中には 2m×3m 大の珪化頁岩の block が比較的多量に含まれており，鉱塊の存在は全く偶発的である様にみられる。尚以上の他に鉱区内には，二，三の粘土化帯が存在するが，これらは当地域が有名な温泉地帯であることから，鉱化作用とは直接関係を有するものではないと考えられる。

4.　成因に関する考察

以上各鉱床で述べた様に，当鉱床の密集したものは石英安山岩質凝灰角礫岩の縁辺部に存在し，然も現在までの探鉱の実績からみて深所にはなく比較的浅所に存在しているものの様である。鉱塊の形状は，角礫乃至亜角礫状を呈し，大きも長径 7m を越えるものはない。大部分は珪化された頁岩（時に凝灰質）乃至砂岩を鉱化したものであつて，石英安山岩質凝灰角礫岩中にみられる頁岩～砂岩の角礫の大きや型状，分布などと符号するものがある（鉱塊の存在する附近では，砂岩～頁岩は珪化されたものが圧倒的に多い）。鉱塊中には明らかに破砕されたものがあり，細い鉱石の砂片も含まれておつて，鉱床生成後何らかの破砕作用が行はれたことを示している。又母岩の matrix 中にも黄銅鉱或は黄鉄鉱のスライム状のものが観察される。現在までに知られた鉱床露頭の分布状況からは，それら各露頭の生成状況を説明するに足る産状，構造母岩の変質等についての，相互間の関連性は見出されず，それぞれ別々に存在している様に考えられる。現在開発中の下畑沢鉱床についても，各鉱塊相互間には何らの構造的連絡も見出されず，配列の仕方は規則性なく雑然としており，石英安山岩質凝灰角礫岩の泥流状を呈して，頁岩～砂岩を多量に含む部分の様相と極めて類似しているものがある。

石英安山岩質凝灰角礫岩は相の変化が甚しく或る所は，dacitic mud flow 様を示して，多量の各種岩石の breccia～block をとり込んでおり，或は殆ど breccia～block だけからなる角礫岩様となり，或は dacitic～liparitic rock となり，或は dacitic tuff となつている。dacitic tuff-breccia であつても，比較的分級の良好なところがあつて，一部（新坑～二番坑間）凝灰角礫岩と接する附近では，両者の見分けが困難であるが，後

者は前者に比して固結度が高いこと，sorting にむらが少いこと，及 dacitic rocks の礫が認められないこと，などにより区別し得る。これらの岩相を大別して dacitic tuff と dacitic tuff-breccia に分けたことは，既述した通りであつて，要するに dacitic rocks の激しい火成活動の結果を示しているものと考えられるのである。

調査範囲がせまく大勢の判断には不十分なものがあるが，この dacitic rocks は北東に延びて広く分布している様であり，鉱区内に分布するものは，その舌端部に当るものと思はれる。この dacitic rocks は上記のやうに種々の岩相を呈するが，全体的にみれば泥流堆積物と考えられるものである。

即ち当鉱床の鉱塊はこの泥流堆積物の中の一部として含まれているものであつて，現地生成のものではないと考えられる。鉱塊は主として頁岩（凝灰質）～砂岩の交代されたものであつて，恐らくは地域的にも近く，当所と地質状況も略一にする吉乃鉱山の如き類似の環境で頁岩層の下に黒鉱が形成されたものであろう。その後或は黒鉱形成に引続いて dacitic rocks の火成活動があり，その迸入，噴出によつて黒鉱の一部が破砕作用を蒙り，泥流によつて現在地に運ばれてきたものであると考えられる。

浜沢下流では頁岩～凝灰岩と dacitic tuff-breccia の接する所があり，その附近では，それらの breccia～block を多量にとり込んでおつて，粘土化，珪化，緑泥石化，黄鉄鉱化等の著しい部分が存在することは，dacitic roks の溢流の一つの中心部を暗示させるものがあつて興味深く思はれる。又珪化して黄鉄鉱の鉱染した頁岩層の一部が露はれている所もあり，鉱塊の円磨度も低いので，以上の事柄を考え合せれば，黒鉱鉱床の本体は比較的近い所に存在しているのではないかと思はれる。

このやうな成因を有するものであれば，現稼行地域に於ける探鉱は，従来のオーソドックスな方法でなく全く別個の見地から行はれねばならず，本体の調査の為に更に広区域にわたる調査を行はねばならない。而して現稼行鉱床については，全般的な地質構造の把握と，dacitic rocks の分布及相の変化からその運動様式を解析し鉱塊の運ばれた径路を辿ることが必要であり，本体の調査には頁岩層を追跡することが key point にならうと考えている。又鉱床生成の時期，鉱床と火成活動との関係についても種々興味ある問題を含んでおり，これらは今後に残された研究課題であろう。

5. ま と め

畑野鉱山の鉱床は dacitic tuff～dacitic tuff-breccia の中にある所謂黒物型に属する塊状鉱床であるが，鉱塊は主として石英質，緻密，暗灰色の珪鉱が圧倒的に多く，黒鉱そのものは極めて少い。鉱塊の大きさは長径 7m から数 cm に至るまであり，角礫乃至亜角礫状を呈している。主として頁岩～砂岩の鉱化，交代されたものであつて，それらの中には明らかに破砕された構造を示すものが存在し，母岩の matrix にも黄銅鉱，黄鉄鉱のスライム状のものを含むでいるのが認められる。母岩は岩相の変化が著しく，全体的にみれば泥流堆積物と考えられるものであつて，黒色頁岩，珪化頁岩（凝灰質）～砂岩の breccia～block を多量に含む部分がある。鉱塊は雑然として存在しており，その密集地帯ではこれと類似の様相を呈しているのが見られる。鉱床の露頭は dacitic rocks の縁辺部に密集したものがあり，而も坑内状況からそれらは比較的山の浅所に存在している。その他の露頭は孤立して一塊づつ存在しており，母岩との周辺には通常みられる鉱化に伴う変質作用もなく，恰も母岩中に浮いている様な状況を示している。露頭相互間には構造

上の関連性もなく，それぞれ別個に存在している。

以上の事柄から考えて，当鉱床は現地生成のものではなく，一旦生成した黒鉱鉱体が，その後或は引続いて起つた dacitic rocks の火成活動によつて破砕され，泥流堆積物の中に含まれて現在地に運ばれてきたものであると考える。

6. 謝　辞

本稿を草するに当り，前阿仁鉱業所長神山貞二からは種々有益な示唆と助力を与えられた。又同所探査係の諸氏からは有益な討論と助言を得た。特に青木啓也には筆者と一緒に野外調査を担当されたので，記して感謝の意を表する。

岩手県仙人産赤鉄鉱の形態並びに格子恒数について

Crystal form and unit cell constant of hematite from Sennin mine, Iwate Prefecture

加　藤　謙次郎 (Kenjiro Kato)

1. 序　言

天然に産する赤鉄鉱の産出状態は頗る多様で，且つ分布も広いが，容易に面角の測定し得るような良い結晶は極めて稀である。伊太利 Elba 島，Vesuvius 及び Etna 両火山等の熔岩中の空隙にこれを産することは古来有名であり，長崎県五島，北海道恵山等のものもこの類に属する。

岩手県仙人鉱山は古生層石灰岩と花崗岩の接触交代鉱床[1]で，その中に赤鉄鉱の自形美晶を産することは古くから知られ，その結晶形態については既に 1899 年に高北吉氏[2]の研究がある。筆者は数年来屢々本鉱山を訪れる機会があつたので，その間に集めた本結晶について結晶学的研究を試みた。この結果，形態に於いても，又結晶格子恒数に於いても，文献に見られる他産地産のものに比して，差違のあることを認め，これを仙人産赤鉄鉱の特性の1つと見做すべきものと考え，ここにこれを報告する。尚本報告中化学成分については，東北大学岩石鉱物鉱床学教室今野弘君の分析に基ずくものである，ここに謝意を表する。

2. 産出状態及び一般性質

赤鉄鉱は仙人鉱山に於ける主要鉱石であつて，スカルン，石灰岩又は花崗岩体中に，或はそれ等の接触部に，不規則形鉱塊として産し，大部分は極めて微細な鱗片状結晶の塊状集合体で，所謂雲母鉄鉱の類である。スカルン鉱物中の大部分は anthophyllite[3] であ

1) 市村　毅：地質，**26**, 428, 469, 519, 1919.
2) 高　壮吉：地質，**6**, 442, 1899.
3) Anthophyllite の現出状態は一見 hedenbergite に似て，繊維状結晶の放射状集合体をなす。鏡下に於いては直消光，opt.　を示す。又微細赤鉄鉱を多量に包裏するため，化学分析上から成分を定めることは困難である。但し，$Fe_2O_3=7.79$, $FeO=4.08$, $MgO=3.34$ を含むことから MgO 分子を多量に含むことが知られる。

ることも本鉱床の特異性の1つであつて，柘榴石，緑簾石等は少なく，又屢々緑泥石を伴なう。鉱石は一般に脆弱であるが，石英の網状脈で膠着され，堅固になつていることも稀ではない。燐の含有量が極めて少ないため，これを原料とした東北電気製鉄和賀川工場産の銑鉄は特級低燐銑として特殊用途に供せられている。磁鉄鉱を僅かに随伴することもあるが，この鉱物は現在迄のところ唯金肌鉱床の1部に発見されるに過ぎない。黄鉄鉱も亦随伴せられるが，その量は場所によつて著しく不同，不均等である。即ち遠平鉱床では極めて僅かで，三角鉱床では点々として広く分布し選鉱に困難な場合さえある。金肌鉱床ではこれよりはるかに多く，かつて硫化鉱として採掘され，硫酸工業の原料となつたこともあつた。

赤鉄鉱の大きな結晶は多く遠平鉱床中に産し，鉱体の空隙中に殆んど常に六角柱状の水晶と共生している。金属光沢を有し，鋼灰色を呈するが，板状結晶の特に大きなものではその縁辺が変色し，屢々美麗な赤紫色を呈する。又 $\{h0\bar{h}l\}$（菱面体）の面には殆んど常に，柱面となす稜に平行な条線が見られる。薄片では鮮やかな血赤色を呈し，屢々石英の結晶を包裹している。比較的大きな赤鉄鉱の結晶を選び，これを弗化水素で洗つて表面に附着した石英微晶を除去した後，比重を測定したところ，G=5.12 を得た。この数値を Dana's System of Mineralogy 所載の赤鉄鉱の平均の比重 G=5.26[1] と比較したところ，次に述ぶるが如く，その値は稍小に過ぐる感がある。尚この試料を用いて化学分析を行つたところ，Fe_2O_3 98.20 wt%, SiO_2 1.52 計 99.72 の結果を得た。上述の如く薄片の検鏡結果，赤鉄鉱中には微小な石英包裹が見られるので，この化学分析に現われた SiO_2 は恐らくこの石英に相当するものと解される。

3. 結晶面と晶相

本産地の赤鉄鉱結晶の晶相は2つの型に分けられる。即ち (1) 普通の粒状多面体結晶，(2) 薄い鱗片状結晶である。この両者は同一晶洞中に共生することはなく，生成条件を異にするものと考えられるが，この関係については未だ明かでない。

上記2型の中，前者は一般に小さい結晶の集合体をなし，1個体は大きなものでも径 5 mm である。この結晶について，反射測角器で測定した各面の φ 及び ρ 値は第1表の如くで，又そのステレオ投影を第1図-1 に示した。

結晶体は $m(10\bar{1}0)$, $a(11\bar{2}0)$, $r(1\bar{1}01)$, $\mu(01\bar{1}5)$, $T_1(10\bar{1}3)$, $K_2(12\cdot6\bar{3}1)$ $K_1(14\cdot7\bar{7}2)$, $T_2(9\bar{1}85)$, $n(42\bar{2}3)$ の9種の面の聚形であるが，特に大きく発達した面は m 面と μ 面であつて，結晶外形もこの2種の面の発達如何に支配される。この型に於いては，a 面の発達頗る悪く，K_1, K_2, T_2 等と共にかろうじて認められる程度である。μ 面には常に，これと柱面とのなす稜に平行な細い条線が認められるが，測角には支障とならなかつた。この型は単一結晶として存在することは殆んどなく，多くの場合，$m(10\bar{1}0)$ 面を共有し，これに垂直な面を接合面とする2個の平行連晶をなし，恰も2戸建家屋の如き形状をなしている（第1図-2）。

第2種型は所謂雲母鉄鉱と称せられる微細な鱗片状結晶で，本鉱山の鉱石の大部分である。時に径1乃至 1.5cm 大の結晶として産することもある。多くは遠平鉱床に於いて，赤鉄鉱自体の空洞に見出され，側軸面を空隙の壁に立てて簇生し，六角柱状の石英結晶と

1) Dana's System of Min., **1**, 528, 1944.

第 1 表　仙人産赤鉄鉱の ϕ, ρ 値

結　晶　面	測　定　値		計　算　値		Dana 値	測定された面の数
	ϕ	ρ	ϕ	ρ	ρ	
m (10$\bar{1}$0)	0°00′	90°00	0°00′	90°00′	90°00′	3
T_1 (10$\bar{1}$3)	−0 3	27 48	0 00	27 46.3		1
T_2 (9$\bar{1}$85)	5 30	69 40	5 49.1	69 30.5		1
a (2$\bar{1}\bar{1}$0)	30 00	90 00	30 00	90 00	90 00	2
K_2 (12·6$\bar{6}$1)	30 00	86 28	30 00	86 30.8		2
K_1 (14·7$\bar{7}$2)	30 00	84 2	30 00	84 8.9		1
n (42$\bar{2}$3)	30 00	61 17	30 00	61 16	61 13	1
r (1$\bar{1}$01)	60 00	57 40	60 00	57 40	57 36.5	1
μ (1$\bar{1}$05)	60 00	17 33	60 00	17 32	17 30	2
λ_1 (1·$\bar{1}$·0·12)	60 00	7 26	60 00	7 30		1
λ (1·$\bar{1}$·0·16)	60 00	5 39	60 00	5 30.3	5 38	1

ϕ は m (10$\bar{1}$0) 面を基準とする。　　r (1$\bar{1}$01) 面より計算したる軸率は $a:c=1:1.3682$　　Dana による軸率は $a:c=1:1.3652$

共生している。その状態は個々の鱗片状結晶が恰かもスレート瓦を並べた如く，平行に且つ上下整然と重なり合うこともあり，又薔薇花の如き放射円輪状に，所謂 "rosset" 状を呈することも少なくない。連晶は前者とは異なり，連晶としての特有な外形を現わさず，第 1 図-3 の如く (h0$\bar{h}$l) 面上に反復する平行連晶条線となつて表はれている。この晶相は，実は {h0$\bar{h}$l} と {10$\bar{1}$0} との集形であつて，l の値が著しく大きい為底面に接近し，条線を持つ極めて緩やかな斜面となり，六角板状の如き観を呈するに至つたものである。尚 (1$\bar{1}$0·12) (λ_1)，(1$\bar{1}$0·16) (λ) 等は明瞭に測定することができた。{2$\bar{1}\bar{1}$0} 面の発達が悪く，光の反射によつて，細き輝やく条線として僅かにその存在が認められるに過ぎない。

上記の結晶面中 (1$\bar{1}$0·12)，(14·7$\bar{7}$2)，(12·6$\bar{6}$1)，(10$\bar{1}$3)，(9$\bar{1}$85) の 5 面は諸文献中に記載の見当らないものであつて，それぞれ λ_1, K_1, K_2, T_1, T_2 の面記号を付することにした。

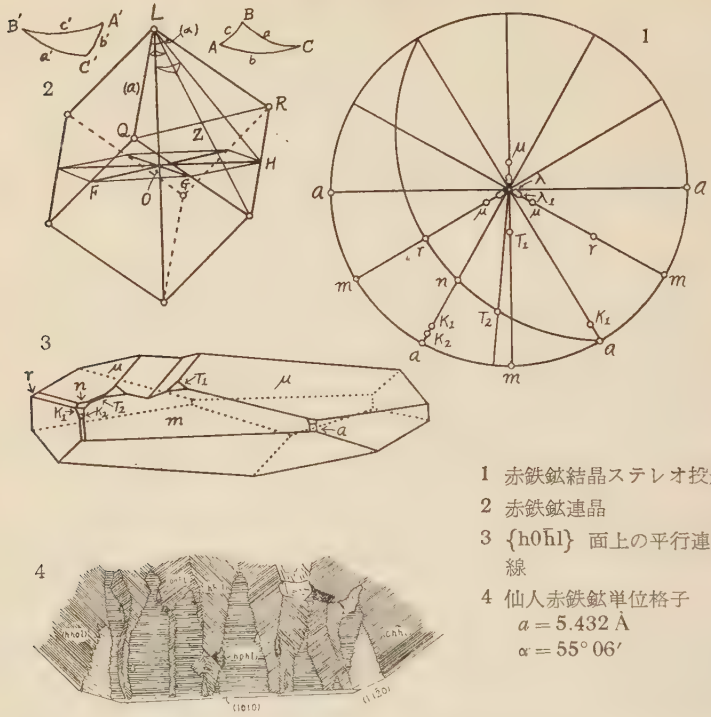
軸率　r(1$\bar{1}$01) 面の ρ 測定値から軸率を算出したところ，$a:c=1:1.3682$ となる。本産地の赤鉄鉱ではむしろ μ(1$\bar{1}$05) 面の方が発達もよく，出現数も多い。従つてこの μ 面の ρ から軸率を計算したところ，$a:c=1:1.3695$ となり，前者と近似している。この両者を平均すると，$a:c=1:1.3689$ となる。いまこれ等の数値を Dana's System of Mineralogy 所載の赤鉄鉱軸率 1:1.3652 と比較すると，仙人産の方が主軸の長さが稍大きい。これは後述の X 線分析結果からの軸率 $a_0:1/2\,c_0$ とも一致し，仙人産赤鉄鉱の一性質と考えられる。

4. 仙人産赤鉄鉱の X 線分析

赤鉄鉱の結晶構造については 1925 年 Pauling, L., Hendricks, S. B.[1] 両氏によ

1) Pauling, L. and Hendricks, S. B. : Jour. Am. Chem. Soc., 47, 781, 1925.

第 1 図



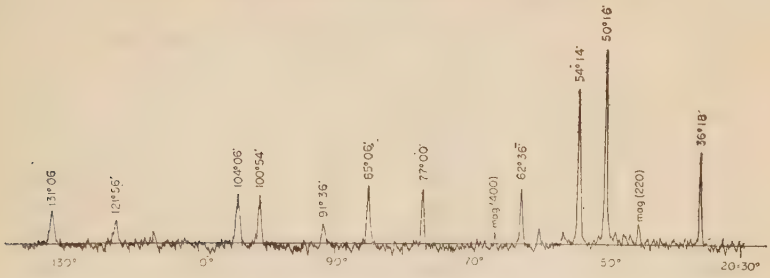
1 赤鉄鉱結晶ステレオ投影図
2 赤鉄鉱連晶
3 {h0$\bar{h}$l} 面上の平行連晶条線
4 仙人赤鉄鉱単位格子
$a = 5.432$ Å
$\alpha = 55°06'$

つて研究が行われ，Laue 写真から空間群と格子恒数が求められた。即ち空間群は D_{3d}^{6} で，単位格子恒数は $a=5.42$Å，$\alpha=55°17'$ とされた。その後 1927 年 Harrington, E. A.[1] の研究が発表されたが，上記の値と近似した $a=5.406$Å，$\alpha=55°17'$ を得ている。

筆者は仙人産赤鉄鉱について X 線分析を行い，格子恒数を算出した。この研究には島津自記 X 線分析装置 GX-1 型を使用し，発生 X 線の波長は $\lambda(\mathrm{CrK}\alpha)=2.2909$ Å で，試料には 300 メッシュ以下の粉末を用いた。第 2 図にこの廻折図をボす。これを精細に吟味するに，この中に磁鉄鉱に相当する位置に弱い廻折線が見られ，赤鉄鉱結晶と密接な関係を以て結合しているかの様な印象を受ける，本来磁鉄鉱中に少量の赤鉄鉱を混在するものの X 線廻折図では，両者は比較的顕著で，これを区別することは決して困難でない。然し両者が反対に混在する場合には，両者の識別は極めて困難となる。磁鉄鉱の廻折線中強度の上位 2 者の廻折位置は $\theta(311)=26°53'$ 及び $\theta(440)=50°26'$ であつて，これ等は赤鉄鉱の $\theta(10\bar{1})=27°07'$ 及び $\theta(103)=50°27'$ にそれぞれ重なる。従つて磁鉄鉱の存在を判断するためには，強度の第 3 位以下のものに頼るほかはない。この際磁鉄鉱が微量の場合は強度は更に弱くなり，判断が困難となる。第 2 図中 $2\theta=45°10'$ 及び

1) Harrington, E. A. : Am. Jour. Sci., **5**, 467, 1927.

第 2 図　仙人鉱山産赤鉄鉱 X 線廻折図 λ(CrKα) = 2.2909 Å



66°00′ の微細な peak は，磁鉄鉱の (220)，(400) と考えられる。仙人産赤鉄鉱は所謂雲母鉄鉱に属し，微細な結晶片も微弱ながら磁性を呈する。若しこの磁性が磁鉄鉱の混在に原因するとしても，この両者を機械的に分離することは困難であろう。又このことが前記 X 線分析に現われる磁鉄鉱に関連を持つものとすると，微細な磁鉄鉱の結晶が赤鉄鉱の構造中に密接な関係を保つて融合することを意味するものとして重要視される。即ちこの両者の関係は鏡下に於いては識別し難きも，X 線的の perthitic な関係をなすものと考えられ，成因に関係する重要な意義を持つものと解される。

網面間隔 d の計算　今回の X 線分析では 35°～140° の範囲の 2θ を吟味し，それに現われる 11 個の peak の θ 値を求め，Bragg の関係式から d 値を求めた。この結果は第 2 表の如くである。

網面指数及び格子恒数　網面指数 (hkl)，菱面体格子恒数 a，α 及び網面間隔 d の間には次の関係式がある。

$$\frac{1}{d^2}=\frac{\cos^2\frac{\alpha}{2}}{a^2\sin\frac{\alpha}{2}\cdot\sin\frac{3\alpha}{2}}\left[(h^2+k^2+l^2)-(1-\tan^2\frac{\alpha}{2})(hk+kl+lh)\right]$$

この d に Bragg の関係式から得られた値を入れ，(hkl) を考慮して，各網面の a と α を求めた。先づ α を求むる為に，平行網面は強度の大きな面で代表することとした。即ち 11 網面中 (112)，(10$\bar{1}$)，(102)，(202) の 4 網面を採用し，この組合せでできた 6 組の連立方程式から α を等出した。従つて α の値には 6 種の値を得たが，何れも近似しているので，平均値を求め，$\alpha=55°06'$ の結果を得た。

次に，$\alpha=55°06'$ を上記 11 網面の関係式に代入し，a の値として第 2 表の如き 11 値を得，その平均値として $a=5.432$ Å を得た。

斯くして求められた仙人産赤鉄鉱の格子恒数を Pauling と Hendricks の値 $a=5.42$ Å，$\alpha=55°17'$，Harrington の値 $a=5.406$ Å，$\alpha=55°17'$ と比べると近似してはいるが，いくらか大きく，仙人産赤鉄鉱の一性質を示すものと考えられる。

軸率　仙人産赤鉄鉱の菱面体格子は上記の $a=5.432$ Å，$\alpha=55°06'$ で示される。次にこれから，六方格子の恒数を求めて見よう。第 1 図-4 に両者の関係を示す。図に於て

$$\angle QLZ=\frac{\alpha}{2}=27°\,33',\quad LQ=a=5.432\ (\text{Å})$$

第 2 表　仙人産赤鉄鉱の θ, d 及び a

h k l	θ	d	dp	I	Ip	a (Å)
(101)	18° 9′	3.677	3.67	5	5	5.4256
(112)	25 8	2.696	2.69	10	10	5.4218
(10$\bar{1}$)	27 7	2.512	2.51	8	9	5.4297
(102)	31 18	2.204	2.20	3	5	5.4313
(202)	38 30	1.840	1.835	3	7	5.4336
(123)	42 33	1.694	1.685	3	8	5.4285
(233)	45 48	1.598	1.595	1	4	5.4194
(103)	50 27	1.486	1.480	3	7	5.4372
(11$\bar{2}$)	52 3	1.453	1.445	3	7	5.4400
(234)	60 58	1.310	1.304	1	3	5.4436
(202)	65 34	1.258	1.253	2	2	5.4405
					平均	5.432

λ (CrKα) = 2.2909 Å

θ：廻析角，　d：網面間隔，　dp：Pauling の得た網面間隔，　I：仙人産赤鉄鉱の強度，　Ip：Pauling の強度，　a：仙人産 hematite の各網面から得た格子恒数。

$OH = GF = QZ = a \cdot \sin\frac{\alpha}{2} = 5.432 \times \sin 27° 33′ = 5.432 \times 0.46253 = 2.5125$ (Å)

$a_0 = 2 \cdot \mathrm{OH} = 5.025$ (Å)

球面三角形 ABC に於いて

$\mathrm{C} = 90°$,　$\mathrm{B} = 60°$,　$b = \frac{\alpha}{2} = 27° 33′$

公式　$\sin a = \cot \mathrm{B} \cdot \tan b = \cot 60° \cdot \tan 27° 33′ = 0.30119$

$\therefore$　$a = 17° 31.6′$

球面三角形 A′B′C′ に於いて

$\mathrm{C}′ = 90°$,　$\mathrm{B}′ = 30°$,　$a′ = 17° 31.6′$

公式　$\cot c′ = \cos \mathrm{B}′ \cdot \cot a′ = \cos 30° \cdot \cot 17° 31.6′ = 2.7411$ (Å)

$\therefore$　$c′ = 20° 2.6′$ (Å)

$OL = 2.5125 \times \cot 20° 2.6′ = 6.887$ (Å),　$c_0 = 2 \cdot OL = 13.774$ (Å)

即ち　$a_0 = 5.025$ Å,　$c_0 = 13.774$,　$a_0 \fallingdotseq \frac{1}{2} c_0 = 1 : 1.3701$

この軸率を Dana's System of Mineralogy の値 $a_0 : c_0 = 1 : 1.3654$ と較べると，主軸の長さが稍大きい。この傾向は結晶形態上から面角測定によつて得られた軸率 $a : c = 1 : 1.3682$ とも良く一致している。

5. 結　　び

(1) 供試の仙人産赤鉄鉱は接触交代鉱床中の空洞に産する自形結晶である。

(2) 結晶形態上，晶相に特徴があり，軸率 $a : c = 1 : 1.3689$ は従来の赤鉄鉱の値より

稍大きく，且つ (14·772)，(12·661)，(10$\bar{1}$3)，(1$\bar{1}$0·12)，(9$\bar{1}$85) 等の新結晶面が認められた。

(3) X 線分析の細果，格子恒数は次の如くである。

$a = 5.432$ Å
$\alpha = 55° 06'$
} (菱面体格子恒数)

$a_0 = 5.025$ Å
$c_0 = 13.774$ Å
$a_0 : 1/2\, c_0 = 1 : 1.3701$
} (六方格子恒数)

この軸率は形態上の値と近似し，仙人産赤鉄鉱の一性質と見做される。

(4) X 線廻折線には微弱ながら磁鉄鉱の存在が認められる。鏡下には認め難い微粒晶の磁鉄鉱が赤鉄鉱中に存在するものと考えられ，これが赤鉄鉱の磁性の原因をなすものと見られる。又この両者の共存関係は Entmischung に基因するものであろう。

結晶図作成のための新らしい方法の検討

Refinment for the net for drawing of crystal figures

高　野　琴　代 (Kotoyo Takano)*

1. 序　　言

筆者は協同者と共にさきに正規の位置の結晶図を正確，簡単に作成するための新しい方法について報告[1] したが，その後此の方法について各方面の研究者より数多くの貴重な御教示・御論議を賜わつたので，これらを基にして此の方法についてさらに検討を試みた。その結果，当初は単に計算を省略して作図出来る簡単な方法にすぎないと考えていたのが，作図された結果から見ても従来の Parker などの方法[2)3)] に比べてはるかにすぐれた数々の点を見出だしたので此の方法による具体的な作図例を示してこれらについて簡単に報告する。

2. 史 的 考 察

最初にこのような器械的な結晶図の作成法について歴史的に振返つてみよう。この種の方法の一例として T. V. Barker の graphical and tabular method が最近 H. E. Buckley の著書[4] に用いられているが，此の方法はほゞ右 20° 上 13° のところに視点をおいたもので，いわゆる正規の位置の結晶図に比べかなり尻上りに画かれるので，簡便な図解としてはともかく，永い間の記載伝統を持つ鉱物の記載の為にはその精度と共にあ

* 東大理学部鉱物学教室

1) 高野琴代・高野幸雄・伊藤和明：岩鉱，**41**，235～246，1957.
2) Parker, R. L.: Kristallzeichnen, **44**～**55**, 1929.
3) 片山信夫：地質，**40**，649～654，1933.
4) Buckley, H. E.: Crystal Growth 1～559, 1951.

まり適当でない。

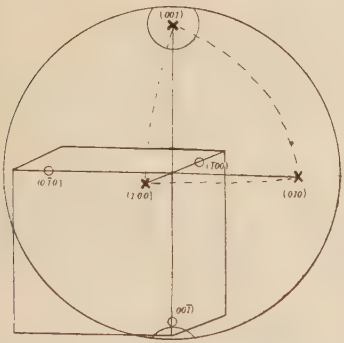
そもそも結晶図の作成法について最も華々しく議論の行なわれたのは，Bragg[1] が X 線を用いて初めて岩塩などの結晶構造を解析するより以前の，いわば鉱物形態記載学の黄金時代である 1900 年前後で，その頃の Zeit. Krist. には十枚内外の折込み図表を使つて論じたのも稀ではなかつた[2)3)]。しかし当時は複円反射測角器はまだその考案の緒についたばかりであつたので，結晶面も ρ,φ の球面座標値より面角で記載される事が遙かに多く，従つて作図法においても次第に面指数より求める方向へと限定されて，かの Parker の方法が誕生し，当時では一応，正確・簡便な方法への終局に達したとの感が深かつた。それ以後は鉱物の主たる研究対象が X 線による構造解析へと奪われてしまつたので，形態の記載に関しては Parker の方法を用いるのみにて作図法そのものへの吟味は殆んど行なわれなくなつて終つた。一方複円反射測角器は次第に精巧なものが現われて比較的高価であるにもかかわらずその精度と便利さから益々普及の度を増し，鉱物の測角値の報告は殆んど ρ,φ の球面座標値で報告されるようになり，遂には System of Mineralogy の新版まで ρ,φ の値を用いて記載されるように改められるようにさえなつた。ところが結晶図の作成方法に関してだけは，かつて面角記載時代の名残りでもある Parker の方法を既に検討し尽された完璧無二なものとして，その計算が煩雑なのも顧みず，長い間踏襲されて今日に至り，筆者[4] が久方振りに全く白紙に還して検討しなおしたことになるわけである。しかし Parker の方法が普及する以前には，ステレオ投影より順次軸の転換を行つて稜の方向を求めて作図する方法[5] は実際にもかなり用いられ，また作図するために種々の型のネットを用いることも Stöber[6] 及び Fedorow[7] 等によつて複円反射測角器の考察とともに報告されているが，いずれも中途半端であつたり，近似的な方法であつたり，また結晶形態によつてはいちじるしく誤差を増したりする方法であつたために完璧なものとはいえなかつた。また鉱物学者が通常用いて来た結晶の投影も，ステレオ投影とはいいながらも実際にはステレオネットを用いなくても済むことの多い [001] 晶帯への Fedorow 式の投影であるために，投影された結晶面と結晶図とは全く隔絶されたものとなつていた。もし [100] 晶帯に結晶面を投影する事がもつと行なわれていたら，このような方法はもつと早く出現していただろう。即ち今回提唱した新方法もこれらの一段古い歴史的背景を基礎にすれば当然到達すべきところであつた。

3. 同価稜の作図例

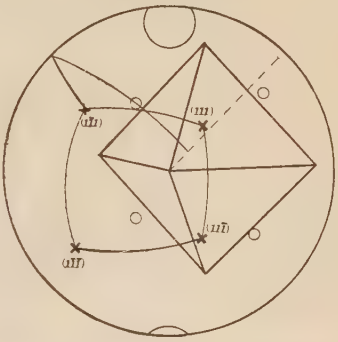
本方法を用いた場合の具体的な作図例として，等軸晶系に属する結晶形の最も簡単な例として正六面体（立方体）から述べてみよう。まず A ネットの上にトレイシングペーパーをあてる。(100)・(010)・(001) の各面の ρ,φ の値を A ネットの上に求めて投影する。この際表の面だから × 印で投影点を表わせばよいだろう。次に A ネットを基円の中

1) Bragg, W. L. : Proc. Roy. Soc, A 89, 468, 1914.
2) Stöber, F. : Zeit. Krist. **54**, 273～288, 442～457, 1915.
3) Fedrow, E. V. : Zeit. Krist. **54**, 17～45, 46～52, 1915.
4) 高野琴代・高野幸雄・伊藤和明 : 前出，1957.
5) Dana, E. S. : A Text-book of Mineralogy, 547～556, 1898.
6) Stöber, F. : 前出，1915.
7) Fedorow, E. V. : 前出，1915.

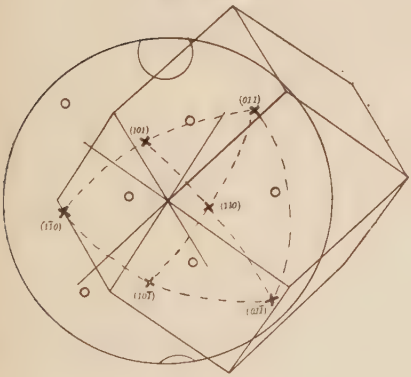
第 1 図 (A)



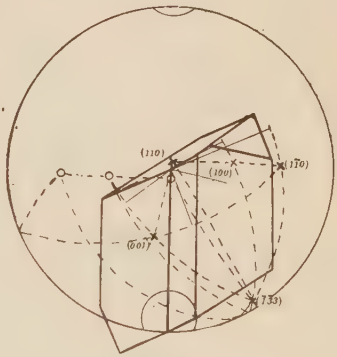
第 1 図 (B)



第 1 図 (C)



第 2 図



心を中心として 180° 廻転させる。(I00)・(0I0)・(00I) の諸面はネットの裏側に回るのでこうやつて座標値をよみかえて ρ, φ の値を○印で投影すればよい。つぎにペーパーを B ネット上に持つてきて，2 面以上に共通な大円の極を求めることにより求める稜の方向と短縮率は自動的に得られる。得られた 3 本の稜の方向と短縮率は等軸晶系の 3 軸の結晶図における方向と短縮率をあらわすことになる。これらの関係を第 1 図 (A) に示す。

同様にして正八面体も作図する事が出来る。これを第 1 図 (B) に示した。表側の 4 面の組合わせから 4 つの大円の極を求めると 4 本の稜の方向と短縮率が得られる。これらの短縮率を示す線分の端を順に結んで行けば，求める正八面体の結晶図が得られる。また念のために表側から裏側にまたがる晶帯として (1I1) と (II1) の極を求めればその稜の方向と短縮率は図に示す破線として得られ，これはさき程，端を結んで得た 2 つの稜をあらわす線分に平行かつ等長である。

菱形十二面体 (rhombic dodecahedron) の作図も第 1 図 (C) に示すように表側に得

た6つの面の組合わせから4本の稜の方向とその短縮率を求めれば，あとはこれらの稜に対する等長の平行線分で完成させることが出来る。

このように等軸晶系の単形は本ネットの上で各稜の短縮率が全部決められてしまうのでその結晶を画くのは極めて容易かつ正確である。また2種以上の面よりなるいわゆる聚形についても，あらかじめもとの結晶の晶癖に応じて同価でない稜の間の基本の比率を決めておき，得られた各線分に比例コンパス等を用いてその比率を乗じてゆけば簡単に理想型が得られる。

正方晶系及び斜方晶系に属する結晶は ρ, φ の値が既に軸率の函数となっているのであるから，Parker の方法と異り，軸率に全く顧慮する必要がなく，等軸晶系と全く同じように投影すればよい。六方及び菱面体晶系のものも ρ, φ の値で記載されている限りにおいて全く同様である。

4. 斜交軸結晶の作図例

結晶軸の斜交しているものの作図例として単斜晶系に属する鶏冠石について前回に報告した[1]のでここでは三斜晶系に属する hannayite[2] の作図を第2図に示した。作図方法は等軸晶系などの場合と全く同じであるが，従来の方法では軸率・軸角を土台にして複雑な計算をしなければならなかつたものが極めて簡単に作図出来る例としてとりあげた。なお，Dana にある原図と本作図では (001) 面を取囲む稜の中，1対の方向がやや異つているため，原図では底面がやや幅広く画かれているが，これは恐らく煩雑な計算の途中における数値の打切りなどによる誤差が累積したものと思われる。この他にも本法によつてこの system におさめられている結晶図始め内外の著名な図書の結晶図にさえも明らかに作図上の誤りであると指摘出来るものをかなり発見することが出来る。

5. 論　　議

本ネットを用いる作図法の得失については既に報告したので，ここではネットそのものの精度について論じて見よう。前に述べた通り本ネットは Wulff のネットをステレオ投影において右方に $\varphi_0 = 18^\circ 26'$，下方に $\omega_0 = 6^\circ 23'$ 回転させた斜向図を作図解法によつて作成したものであるが，その主要な交点については次式によつて展開計算を行つて点検したもので，その展開座標値の一部を第1表に示す。

$$x = \frac{R \sin\varphi \cos\omega}{1 + \sin\omega_0 \sin\omega + \cos\omega_0 \cos\omega \cos\varphi}$$

$$y = \frac{R \cos\omega_0 \sin\omega - \sin\omega_0 \cos\omega \cos\varphi}{1 + \sin\omega_0 \sin\omega + \cos\omega_0 \cos\omega \cos\varphi}$$

ネットの大きさは直径 20cm としたが，第1図 (c) に示したように単形の菱形十二面体においてさえ，作成された結晶図は直径 20cm のネットよりやや大きくなるので，面の種類の多い普通の鉱物の結晶図はネットよりかなり大きくなることが予想されるので，実際の記載の目的の場合にも，即つて比例コンパスなどで縮少する場合の方が多いと思われる。こういう意味から簡単な記載のためには，ネットの直径が 10cm 程度のものが便

1) 高野琴代・高野幸雄・伊藤和明：前出，1957.

2) Palache, C., Berman, H., Frondel, C.: Dana's System of Mineralogy, 7 th. ed. **2**, 699～700, 1951.

利であるとも言える。Parker 法で作成された結晶図も一般にはこの程度の大きさのものが多いから，そういう意味でも 20cm の直径のネットを用いた時の精度は充分であるとも云える。このことは前に述べた短縮率と平行稜との相関から二重にも三重にも吟味出来る事とともに本法が誤差を軽減させる特色である。

前にも述べたように，本法を用いれば，面指数の明・不明にかゝわらず ρ, φ の座標値だけで高次面は勿論微斜面・彎曲面などに関する稜の方位及び短縮率を求めることが出来，また双晶の記載の場合でも，一回の setting の時の測角値から全く計算を行わずに完全な双晶図を作成することが出来るのである。複円反射測角器が普及して Dana の新版などにも ρ, φ の値で記載されている現在，作図に必要な ρ, φ の値が不明である場合は比較的稀であろう。しかし理論的な考察とか，軸を転換して記載するような場合で，面指数だけが判っていて座標がまだ得られていない場合もあり得るが，このような場合には，面指数から座標値を求める公式[1] によってその座標値をあらかじめ計算して求めた後，本ネットを用いて作図しなければならない。座標値を求める公式による計算は一般には比較的簡単であり，また一般に面の数は稜の数より少ないので，このような場合でも，本法による方が Parker 法で行うより迅速でかつ正確である場合が多いと思う。

第 1 表　回転したステレオネットにおける展開座標値

ω	x	y
0°	0.0131	−0.056
10	0.0129	0.031
20	0.0125	0.119
30	0.0118	0.208
40	0.0109	0.302
50	0.0097	0.400
60	0.0082	0.505
70	0.0062	0.620
80	0.0035	0.748
90	0.0000	0.894

$R=1$, $\omega_0=6°23'$, $\psi_0=1°34'$ として展開計算を行つたもの。

本法の出現で形態の記載がきわめて容易になつたので，結晶構造中を貫く鎖構造や層構造などの，特徴の共通は鉱物を現在の記載にかかわりなくその性格について同じ方位の形態図を作成して見ることなどによつて，いろいろな意味での共通性について吟味することも容易であろう。また結晶構造の記載にも，これまでは全く任意であつた層構造や鎖構造などの並びの方向に稜の方位に対応させ，また座標値を短縮率に関連させて求めれば，形態と同じ視点の結晶構造図を容易に作成することも出来，その相互の間の理解と関聯性の論議に役立てることも期待されよう。形態における視点は等軸晶系の結晶において統計的にかくれ面が少ない方位が採用されているので，構造においても，一般に特殊な因子が重ならない方位であることが期待され，またこの方位が徐々に慣用されるようになれば引用者にとつても一枚の図で 3 次元の拡がる構造を理解し得るようになると思う。

終りにのぞみ，終始いろいろと懇切に御指導・御教示を賜つた東大理学部鉱物学教室伊藤貞市教授並びに，地質学教室渡辺武男教授始め各位に厚く御礼申し上げる。

1)　伊藤貞市：日本鉱物資料，続 1，6～7，1935.

利尻火山橄欖石玄武岩中の石基硬石膏

Groundmass anhydrite in the olivine basalt from the Rishiri volcano, Hokkaido

勝井義雄 (Yoshio Katsui)*

Abstract : Primary pyrogenetic anhydrite which occurs in volcanic rocks has not been described, except for the anhydrite from Himeshima lava. Recently, the writer found and identified the anhydrite developed in the groundmass of olivine basalt from the Rishiri volcano, Hokkaido.

With regard to the genesis of the anhydrite, there is difference in opinion whether the anhydrite from Himeshima occurred as a phenocrystic (Kawano 1948) or as a groundmass mineral (Taneda 1949). The writer's studies on the anhydrite from the Rishiri volcano lead to the conclusion that this mineral was formed at the deuteric stage in the crystallization of the olivine basalt.

1. はじめに

初生的な硬石膏が，火山岩中に産する例は，瀬戸内海の姫島の熔岩中には知られているが，一般には極めて稀な現象である。姫島熔岩中のものについて，最初に記載した河野義礼[1]は，これを斑晶硬石膏と考え，あとで種子田定勝[2]は，少なくともその大部分は熔岩結晶作用の晩期に晶出したものであるとゆう見解をのべている。

最近，北海道稚内(ワツカナイ)市西方，日本海上の利尻火山の橄欖石玄武岩中に，同様な産状を示す硬石膏が発見された。筆者は，この硬石膏が明かに橄欖石玄武岩の石基結晶作用の終末期に生じたものであることを認めたので，簡単な記載をつけてここに報告することにした。

御教示を承つた東京大学久野久教授ならびに北海道大学石川俊夫教授に厚く感謝する。

2. 利尻火山とローソク岩岩塁

利尻火山（標高 1718m）は，鮮新世の堆積岩および火山岩からなる丘陵を基盤として成長した洪積世(?)～沖積世の成層火山である。その頂上部はかなり侵蝕が進み，多数の放射状に貫入した岩脈が露出し，山麓部には広く熔岩流と扇状地が発達している。火山の本体は，普通輝石紫蘇輝石安山岩および橄欖石玄武岩の熔岩および砕屑物からなるが，晩期には橄欖石玄武岩の熔岩流が卓越している。また主として，南北の山麓には多数の若い橄欖石玄武岩の噴石丘があり，そのうちのあるものは多量の熔岩を流出している[1)2)]。

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

1) 河野義礼：地下資源調査所報告，**126**，1948.
2) 種子田定勝：岩鉱，**33**，69～73，1949.
3) 阿部顕：天塩国利尻火山の地質および岩石，北大地質学鉱物学教室卒業論文(手記)，1934.
3) Y. Katsui : Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, **8**, 245～258, 1953.

第 1 図　ローソク岩橄欖石玄武岩中の硬石膏



Pl：斜長石，　Ol：橄欖石，　Au：普通輝石，　Bi：黒雲母，
Af：アルカリ長石，　Ah：硬石膏，　C：空隙

利尻火山の熔岩は，一般にアルカリにとみ，橄欖石玄武岩は珪酸に不飽和で，石基に珪酸鉱物を欠き，橄欖石と単斜輝石が平行晶出し，屢々チタン普通輝石が含まれている。このような性質からみても，利尻火山の熔岩は，アルカリ橄欖石玄武岩マグマの系統に属する。従つて利尻火山は，那須火山帯の北方えの延長上に位する火山ではなく，環日本海アルカリ岩石区周辺の火山とみるべきものである[1]。

問題の硬石膏を含む橄欖石玄武岩は，利尻火山頂上のローソク岩と呼ばれる巾約 4m の岩脈である。この岩石は，暗色・細粒・緻密の外観を呈し，鏡下の性質は第 1 図のスケッチに示すようなものである。

斑晶として，斜長石・橄欖石および普通輝石を含む。斜長石は柱状～板状．1.5～0.2mm，一般に中心部は An 70～An 62 で，外縁部は An 53～An 26 とゆう比較的単純な累帯構造を示し，新鮮透明である。橄欖石は，いづれも良好な自形を呈し，1.2～0.2mm，$2V\alpha = 90°～85°$，反応縁はない。

普通輝石は，自形，0.5～0.2mm，$c \wedge Z = 43°$，$2V\gamma = 55°～59°$ である。

石基は，細粒の填間構造を示し，完晶質で，主として斜長石（An 45～An 25），普通輝石（$c \wedge Z = 43°$，$2V\gamma = 53°～60°$），橄欖石（$2V\alpha = 83°～75°$），磁鉄鉱，チタン鉄鉱及び燐灰石等からなり，それらの間を充填状に少量のアルカリ長石，黒雲母（X＝淡黄色，Y＝褐色，Z＝黄褐色，吸収 $X << Y > Z$，$2V\alpha = 20～23°$）及び問題の硬石膏を含む。

1)　Y. Katsui：前出.

第 1 表 ローソク岩橄欖石玄武岩の化学成分 Y. Katsui (1953)

SiO_2	49.58
TiO_2	1.41
Al_2O_3	16.88
Fe_2O_3	4.19
FeO	5.97
MnO	.25
MgO	5.29
CaO	10.75
Na_2O	3.85
K_2O	.88
P_2O_5	.08
$H_2O(+)$	.61
$H_2O(-)$	.24
SO_3	1.01
Total	100.99

この岩石の化学組成は，第 1 表に示す通りであつて，アルカリにとみ，珪酸に乏しい。また，細粉試料に 1:1 HCl を加え，加熱して抽出した液に $BaCl_2$ を加え，$BaSO_4$ の沈澱を作り，SO_3 を定量したところ 1.01% の値を得た。これは硬石膏 ($CaSO_4$) から由来したものとみて差支えない。

3. 硬石膏

硬石膏は，ローソク岩岩脈の橄欖石玄武岩中にのみ存在する。肉眼では識別できないが，鏡下では，一枚の薄片に数個乃至 20 数個みられ，充塡状の黒雲母・アルカリ長石等と共に石基鉱物として含まれている。硬石膏の大きさは，0.02～0.2mm で，大きなものは微斑晶位いにも相当するけれども，しばしば空隙に直接露出していたり，また必ず黒雲母やアルカリ長石等と共生して，一種のペグマタイトパツチを作つているところからみても，その晶出時期は明らかに結晶作用の晩期である。

次に硬石膏の諸性質をのべる。硬石膏は無色透明で，結晶面は明瞭でないが，X=c, Y=b, Z=a とすると，(001), (010), (100) 面に夫々平行な直交する劈開が発達し，このうち (001) 面に平行な劈開面の発達が最も良好である。$2V\gamma = 42°$, $\alpha = 1.571$, $\beta \fallingdotseq 1.577$, $\gamma = 1.615$, $\gamma - \alpha = 0.044$ で，干渉色は通常の薄片で 3 次まで現われる[1]。

カバーガラスをかけない薄片を作り，白金線に 1:1 HCl をつけて，鏡下で監視しながら硬石膏をとかしては時計皿に移しとる操作をくりかえし，その採取液を自然乾燥させて検鏡したところ，微細な針状の結晶を得た。この結晶は無色透明で，$c \wedge Z' = 52°$，複屈折極めて小さく，石膏であると考えられる。

以上のような光学性および化学性から，また岩石中に塩酸に可溶な硫酸塩が含まれている点から，この鉱物が硬石膏であることは確かである。

4. 硬石膏の成因について

先にものべたように，噴岩中に初生的な硬石膏が含まれる例は，これまで姫島にしか知られていなかつた。河野義礼[2] は，これを捕獲結晶ではなく，斑晶の角閃石および黒雲母中にも含まれているところから斑晶鉱物として説明し，一般に玻璃質岩石のみにみられ，結晶度の高いものには認められないところから，その生成には特殊な条件があつたのだろうと推定した。一方，種子田定勝[3] は，空隙又は角閃石を交代して生じた最後の晶出物であると考えた。

1) 硬石膏が非常に微細な場合，この様な性質から白雲母に見誤るおそれがある。Y. Katsui, 1953, 前出, p. 249 に，橄欖石玄武岩の石基にしばしば黒雲母と共に白雲母を含む，とあるのは実は硬石膏であつたのである。

2) 河野義礼：前出.

3) 種子田定勝：前出.

利尻火山のローソク岩岩脈の場合，母岩の橄欖石玄武岩の冷却史をみると，先づ斑晶として，An 成分に富む斜長石，比較的 Fo 成分に富む橄欖石および普通輝石が晶出し，石基の時期には，始め Ab 成分に富んできた斜長石や Fa 成分に富んできた橄欖石，普通輝石，磁鉄鉱，チタン鉄鉱および燐灰石などが晶出している。最後にこれらの間を充塡してアルカリおよび揮発成分にとむアルカリ長石，黒雲母などが常に他形で晶出しており，硬石膏はこの時期に始めて晶出している。従つて，ここでは明らかに結晶作用の終末期，すなわち deuteric stage に生じたものである。

ところで，利尻火山の橄欖石玄武岩の熔岩流の中には，しばしば石基に充塡状の黒雲母およびアルカリ長石が晶出している場合があるにもかかわらず，硬石膏はみられない。ローソク岩の場合は，恐らく岩脈とゆう密閉されて，揮発成分が容易に発散できない条件のもとで，始めて硬石膏を生じ得たものであろう。

輝石安山岩中に見られる混成作用 (II)

Contamination phenomena observed in pyroxene andesite (II)

太　田　良　平 (Ryohei Ota *

4. 混成作用を示す火山の実例

以下に述べる各図幅地域内の火山に就いて，地下のマグマが各種の基盤岩を混成することにより，これまで述べた諸現象が熔岩にどのように現われるかを説明する。

A　北海道徳舜瞥図幅地域内の火山[1]　この図幅地域内には新第三系訓縫統が広く分布しその上にカルルス火山・ホロホロ火山・倶多楽火山をはじめ多くの火山が噴起し，何れも輝石安山岩で極めて稀に橄欖石を伴う。ホロホロ火山の1熔岩円頂丘は角閃石を伴い，倶多楽火山の日和山熔岩円頂丘は石英安山岩から成るが第1表には除いてある。倶多楽火山には灰長石大晶を産する。新第三系よりも古い岩石は殆んど露出していないが，図幅地域南西端附近に古生層及びこれを貫く石英斑岩岩脈がわづかに露われ，図幅地域北縁西部の外側には角閃石黒雲母花崗岩が露われているので，花崗岩は図幅地域の深部一帯にも広く分布していると推察される。また図幅地域内北東部の白老川沿岸ではホロホロ火山噴出の凝灰角礫岩中に花崗岩の角礫が包有されているのがみられる。なお図幅地域北東隣の樽前山図幅地域内では支笏湖南西台地上で支笏層結凝灰岩中に黒雲母花崗岩の外来岩片が，また台地南麓の社台川上流では角閃石黒雲母花崗岩の転石がそれぞれ発見されている。

第1表[2]を見るとQを含む薄片（以下の本文では単にQと略称する）が1枚あるが，これは西隣の虻田図幅地域内に主体を有する倶知安別火山の副別溶岩の一部である。倶多楽火山では検鏡枚数が少いため決定的な意見は述べられないが，Gが1枚・4者を欠くものが4枚あり後者のうちの1枚は灰長石大晶を含む。同火山以外のものでは4者を欠くもの

* 工業技術院地質調査所

1) 太田良平：徳舜瞥図幅，1954.

2) 本誌 42 巻，3 号．106 頁，第 1 表参照（以下脚注略す）。

が最も多く G・PA・G＋PA も多く，P－G・P－G＋PA がこれに次ぐ。PA を含むものが少くないのはマグマが基盤の花崗岩の影響を受けていることを示すもので，これら 45 枚の薄片の大部分は紫蘇輝石質岩系に属し，カルルス・ホロホロ両火山熔岩の一部はビジョン輝石質岩系に属する。これに反し倶多楽火山熔岩は PA を含まず灰長石大晶を有し古生層の影響を受けており，全部がビジョン輝石質岩系に属する。本火山寄生熔岩円頂丘の日和山は角閃石両輝石石英安山岩から成るが，これは火山活動のすすむに従いマグマ溜の位置が花崗岩まで下つたためであろう。

B 北海道虻田図幅地域内の火山[1] この図幅地域は徳舜瞥図幅地域の西隣に当り，地域内には新第三系訓縫統を基盤とし有珠火山をはじめ多くの火山の熔岩が分布し，殆んど輝石安山岩でそのうち両輝石安山岩が最も多くしばしば橄欖石を伴い，また紫蘇輝石安山岩もある。図幅地域北東隅に分布する倶知安別火山の駒別熔岩のみは Q を含むが，角閃石を伴う輝石安山岩はない。図幅地域内には角閃安山岩（洞爺カルデラ中央火口丘の中島火山群）や石英安山岩（有珠火山中央火口丘及び昭和新山）も分布しているが第 1 表には除いてある。洞爺カルデラの南岸の西丸山および西岸の旭浦附近に分布する熔岩に灰長石大晶を産する事実は既に知られているが，北岸の一ノ原熔岩や東岸の倶知安別熔岩中にも産する事実を虻田図幅説明書で報告した。また南隣の豊浦図幅地域内ではあるがこの図幅地域西縁に近い貫気別（ぬっきべつ）でも新第三紀の集塊岩中に灰長石大晶を産するという。之ら熔岩の大部分は洞爺カルデラの生成以前に次々と噴出したが，明らかに同カルデラ生成以後の有珠火山外輪山熔岩にも灰長石大晶を産する。分布を異にし地質時代を異にした諸熔岩に共通の事実が認められるのは注意に値し，之は基盤の岩石が共通していることに原因する。

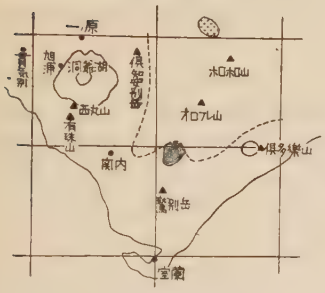
第 1 表をみると有珠火山の薄片は少いので同火山に就いて決定的な意見は述べられないが，4 者を欠くものが 3 枚・P が 1 枚あり，有珠火山以外のものでは 4 者を欠くものが最も多く G＋PA および G がこれに次ぎ，灰長石大晶は 4 者を欠くものの中に含まれる。徳舜瞥図幅と同じく PA を含むものがかなり多いが，注意を要することは Q・PA および灰長石大晶の産出に地域性があるということである。徳舜瞥図幅地域内においては PA を含む熔岩は灰長石大晶を産する倶多楽火山を除きほとんど全域に亘り分布している。虻田図幅地域内においては PA を含む熔岩は図幅地域東縁部すなわち徳舜瞥図幅に接続した区域にのみ見出され他には全く産しない。これに反し灰長石大晶は PA を産する区域以外に産する。

有珠火山中央火口丘熔岩は紫蘇輝石石英安山岩（SiO_2 68～72%）で，これは化学成分上から命名されたものでモードの石英を有しないが，まれに石英や角閃石の外来結晶を包有している。これは古生層の下位にある酸性深成岩に由来すると考えられる。外輪山熔岩（SiO_2 51～54%）は灰長石大晶を含み古生層の影響がみられ，中央火口丘には酸性深成岩の影響がみられる。1 つの火山で外輪山と中央火口丘とが化学成分を著しく異にする例はごく普通にみられるが，はじめ古生層中にあつたマグマ溜の位置がカルデラ生成後にその下位にある酸性深成岩まで下り，よくこれと混和したためと解される。

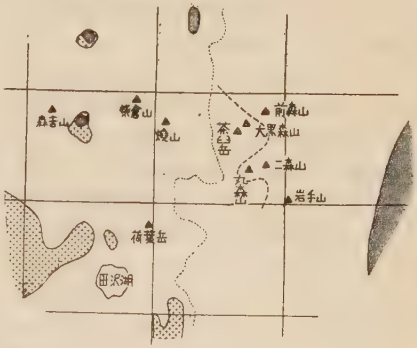
C 北海道西紋鼈図幅地域内の火山[2] 虻田図幅に南隣する西紋鼈図幅は村山および上

1) 太田良平：虻田図幅，1956.
2) 村山正郎・上村不二雄：西紋鼈図幅，1950.

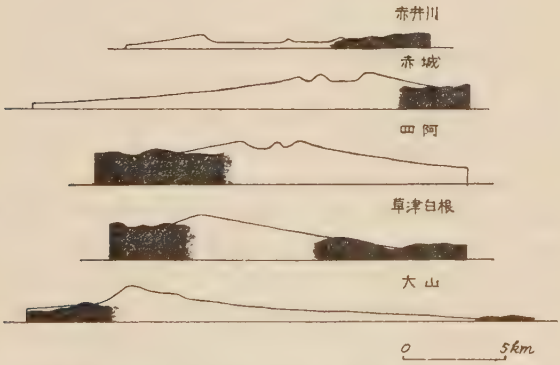
第 4 図



第 6 図



第 5 図



第4図　古生層（細横線）と花崗岩（十字点）の露出区域と，熔岩中の石英外来結晶（Q）・石英パッチ（PA）と灰長石大晶との産出境界（破線）を示す。オロフレ山を含む区域が徳舜瞥図幅地域，その西隣が虻田図幅地域，南西隣が西紋鼈図幅地域。

第5図　非対称地形を示す火山の模式断面図，黒色部は基盤岩，底辺は海水準を示す。

第6図　古生層（細横線）と花崗岩（十字点）の露出区域と，熔岩中の石英外来結晶（Q）・石英パッチ（PA）と灰長石大晶との産出境界（破線）を示す。茶臼岳を含む区域が八幡平図幅地域，その西隣が森吉山図幅，南西隣が田沢湖図幅地域。点線は県境を示す。

村が調査したもので，同図幅地域内の薄片を借用し検鏡した。地域内において室蘭岳・鷲別岳をはじめ連亘する山岳は輝石安山岩から成り，角閃石や石英を含んでいない。諸火山の基盤は新第三系訓縫統を主とし古期岩石や酸性溶成岩は全く露われていないが，東隣の登別温泉図幅地域北東隅には古生層がみられる。

第1表をみると Q は全くなく PA はわづか 2 枚みられるが図幅地域北縁に近い閑内沢

(関内部落東方の沢) で得られたものである。この地域の大部分は4者を欠くもの・P・G・G あるいは P から成る。灰長石大晶はやはり関内沢で見出され図幅説明書にも記載されているが，上村の談話ではこれよりやや小形のものならば駱別岳をはじめ地域内の所々で見出されるという。

徳舜瞥・虻田および西紋鼈3図幅地域を綜合すると，Q および PA を含む熔岩と灰長石大晶を含む熔岩とははっきり分れて分布し，これを図示すると第4図のようになる。Q および PA を含む熔岩は酸性深成岩の混成に関係があり，灰長石大晶を含む熔岩が古生層の混成に関係があるとすると，この分布図はもちろん熔岩流の分布によつて示したものであるから，両種の基盤岩の分布が必ずしもこの図の通りであるとは言えないがほぼこれに近いであろうと推察される。

Q および PA の産出と灰長石大晶の産出とが相反する例は他でも見られる。須坂・草津両図幅地域では Q・PA を多産するが灰長石大晶は全く産しない。沼田図幅地域内の子持火山では灰長石大晶を産するが Q・PA を全く産しない。しかし虻田図幅地域内北東部にある倶知安別火山のみは例外で，駒別熔岩は Q および PA を含むが倶知安別熔岩は灰長石大晶を有する。この火山は Q・PA および灰長石大晶両分布区域の中間に位置し両熔岩のマグマ溜の位置が酸性深成岩及び古生層中にそれぞれ位置しているためと思われる。

次に Q・P・G および PA の含有とビジョン輝石質・紫蘇輝石質両岩系との関係を徳舜瞥・虻田両図幅地域内の薄片に就いて調べた。第4表では石基輝石が微細または二次的変質のため種類の判別困難のものを除いてある。この表からわかることは Q・PA の含有は紫蘇輝石質岩系に限られ，P はビジョン輝石質岩系に比較的少なく，G は両岩系の種類にあまり関係しないということである。観察した薄片の数が少ないので速断は許されないが上記の傾向は他地域でも認められる。なお灰長石大晶を含むものはビジョン輝石質岩系の4者を欠くものに限られている。第4表に用いた薄片そのものの中に灰長石大晶が含まれていなくても虻田図幅地域内には灰長石大晶の産地は多くいづれもビジョン輝石質岩系に属する。筆者の見聞した範囲内では灰長石大晶を含む熔岩はすべてビジョン輝石質岩系であつたが，石川の談話ではむしろ紫蘇輝石質岩系の方が多いという。

第 4 表

	4者を欠く	P	G	PA	Q+P	P+G	P…PA	G…PA	Q…P…G	P+G…PA	合計	備考
ビジョン輝石質岩系	*17	1	3			1					22	* このうちの3枚は灰長石大晶を含む
紫蘇輝石質岩系	13	1	7	7	1	3	1	8	1	4	46	
合計	30	2	10	7	1	4	1	8	1	4	68	

D　北海道仁木図幅地域内の火山[1]　図幅地域内には新第三紀訓縫・八雲・黒松内の各期に亘る火山岩・火山砕屑岩および堆積岩が広く分布し，これらを基盤として阿女鱒岳・余市岳・朝里岳・大登山・小登山その他火山が噴起している。いづれも両輝石安山岩から成りしばしば橄欖石を含有しているが角閃石は認められない。しかし石英外来結晶を伴うことが多い。図幅地域内の赤井川火山は角閃石や黒雲母を含み第1表には除外した。図幅地域内には新第三系より古い岩石や酸性深成岩は全く露われていないが，西隣の茅沼図幅地域内には新第三系を貫ぬく石英閃緑岩が露われている。この地域内の地下深所にも石英閃緑岩類が広く存在しているであろうことは，新第三系中に金銀その他の鉱床があり変朽安山岩化・珪化・脱色等の変質作用が著しい点から推察される。地域北縁に近い蕃部において新第三系最上部の集塊岩層中に灰長石大晶を産する。この集塊岩層は北隣の小樽西部図幅地域内にも連続しそこでも灰長石大晶の産出[2]が報じられている。この集塊岩層は前記の変質作用を受け鉱床を胚胎し石英閃緑岩類迸入以前のものであり，石英閃緑岩類迸入以後の前記火山岩に酸性深成岩の影響が認められる点を考え併せ興味深い。

第1表では4者を欠くものが全くなく Q　P・G・PA が4枚・G・P・G が3枚そして Q　P・PA が1枚あり，このように酸性深成岩の混成作用が著しいが，これはグリンタフ地域で地質構造が複雑しているので混成の機会が多かつた為であろうと推察する。

次に赤井川火山熔岩を一瞥する。いづれも安山岩ではあるが鏡下の観察，特に有色鉱物斑晶の組合せにおいて特異である。斑晶斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および角閃石を主とし，しばしば黄鉄石・黒雲母または石英のうち1以上を伴ない極端な場合には1枚の薄片中に上記7鉱物が共存している。斑晶斜長石を観察すると柱状自形のもの・破片状のもの・融蝕を受け円味を帯びたものなど種々の形状があり，また清純のもの・輝石，ガラス，鉄鉱などを多く包有したもの・著しく汚濁したもの・著しい反覆累帯構造を示すものなど種々のものが見られ，従つてこれらはマグマの正常な晶出過程を示すとは到底考えられない。この火山の熔岩に何故このような著しい混成現象がみられるかに就いては，図幅説明書でも述べたように顕著な構造線中にマグマが迸入したからであつて，その上に火山体を建設した。ほぼ南北に走る顕著な構造線を挟んで東西両区域の基盤に著しい高低差があり，また火山体の断面も非対称であるのは注意すべきである（第5図参照）。

E　北海道岩内図幅地域内の火山[3]　仁木図幅の南西隣に当る岩内図幅は広川および村山が調査し，その薄片を借用し検鏡した。図幅地域のほぼ中央に岩雄登火山が聳えその西に連続して雷電火山の一部がある。これら火山の基盤は図幅地域内でみられる限りではグリンタフのみであつて古期岩石や酸性深成岩類は全く露われていないが，北隣の茅沼図幅地域内には古生層や酸性深成岩が小面積に分布している。

岩雄登火山の活動初期には多量の火山砕屑物を噴出し，その後熔岩および火山砕屑物を繰返し噴出し，初めにワイスホルン噴出物，次にニセコアンヌプリ噴出物およびチセヌプリ噴出物が，最後にこれら3つの間に岩雄登噴出物がそれぞれ噴出し堆積した。初期の火山砕屑物中には古生層の千枚岩の角礫が包有されている。4噴出物のうちチセヌプリ噴出

1)　太田良平・上村不二雄・大沢穠：仁木図幅，1954.
2)　石川俊夫：前出.
3)　広川治・村山正郎：岩内図幅，1950.

物のみは石英・角閃石の外来結晶を含んでいるので第1表には除き，他の3噴出物は輝石安山岩でまれに橄欖石を伴い第1表に示した。この地域内の雷電火山噴出物は岩内岳噴出物とその後に生じた目国内岳噴出物とから成り，前者の全部と後者の前期のものは輝石安山岩で橄欖石を伴うが，後者の後期のものは角閃石を伴い第1表には除外した。

第1表をみると両火山噴出物の特徴は共通している。4者を欠くものが全くなく P＋G や G を主としまれに P を有する。これは両火山噴出物が古生層を混成しその影響が甚しいことを示す。雄岩登火山の4噴出物のうちチセヌプリ噴出物のみが石英・角閃石の外来結晶を含み他の3者の西方に位置しているが，マグマ溜は酸性深成岩中に位置すると推察される。雷電火山噴出物のうち目国内岳噴出物の後期のものは角閃石を含むが，火山活動の進むに従いマグマ溜の位置が古生層からその下位の酸性深成岩中に下つたためと考えられる。岩雄登火山は多くの火丘の群立から成るが霧島山図幅の項で述べるように，このような場所はマグマ溜が比較的浅所にありかつ基盤に割目が多く，従つて混成作用が行われ易かつたと推察される。

F 岩手県八幡平図幅地域内の火山[1] この図幅は河野および上村が調査し薄片を借用し検鏡した（第6図参照）。図幅地域内には輝石安山岩から成る多くの火山が分布し，主なものは岩手火山・茶臼岳火山・焼山火山・丸森火山および前森火山である。これらはしばしば橄欖石を含むが角閃石を伴わない。諸火山の基盤には石英安山岩が広く分布し局部的に新第三紀の堆積岩および火山岩類がみられるが，古期岩石や酸性深成岩類は現われていない。古生層は東隣の沼宮内図幅地域の東部一帯に広く分布するほか，北隣の田山図幅・西隣の森吉山図幅および北西隣の大葛図幅諸地域内に小規模に見出され，後2者では酸性深成岩に伴つている。酸性深成岩はそのほか南隣の雫石図幅および南西隣の田沢湖図幅の諸地域およびその外側に連続して広く露われている。

この図幅地域の諸熔岩のうち，岩手火山熔岩産の灰長石大晶は既に報告されており，ほかに二ツ森火山熔岩には灰長石大晶（長さ約2cm）が見出され，丸森火山凝灰角礫岩には灰長石大晶（長さ約1.5cm）の結晶弾が認められまた熱変質を受けた粘板岩の外来岩片を有する。大黒森火山熔岩には石英や酸性斜長石の外来結晶が認められる。

この地域の各熔岩を代表する68枚の薄片を検したが，地域内を熔岩の特徴によつて2区に分けることができる。すなわち1つは古生層の外来岩片や灰長石大晶を含み PA を有しないものであり，他は Q・PA や酸性斜長石の外来結晶を含み酸性深成岩の影響を受けたと思われるものである。両者は明らかに分布を異にし前者は地域東部を占め大谷地・前森・丸森・二ツ森・岩手の諸火山を含み，後者は地域中部および西部にあり焼山・八幡平・茶臼山の諸火山を含む。第1表には焼山火山を除き上記2区に分けて示した。

焼山火山熔岩には Q・PA がかなり多いが G や P・G も相当多く4者を欠くものは全くない。この火山を調査した角清愛の談話では，本火山初期の熔岩はピジョン輝石質岩系のものが多く後期のものほど紫蘇輝石質岩系のものが多い。また本火山熔岩中に熱変質を受けた粘板岩の外来岩片を1個認めたとのことである。本火山のマグマ溜は古生層およびその下位の酸性深成岩の境界附近に位置しているように思われる。

1) 河野義礼・上村不二雄：八幡平図幅（近刊）。

G　秋田県森吉山および田沢湖図幅地域内の火山[1)2)]　これら両図幅は大沢および角が調査しその薄片を借用し検鏡した。主なる火山には森吉・柴倉および荷葉などがあり，基盤は酸性深成岩の上にのる新第三紀堆積岩および火山岩類である。

柴倉火山は両輝石安山岩から成りしばしば橄欖石を伴う。薄片はわずか4枚であるがいづれも Q を含み酸性深成岩の影響が著しく，この内の3枚には酸性斜長石の外来結晶が見出される。森吉火山外輪山熔岩は両輝石安山岩から成り，中央火口丘および寄生火山熔岩は両輝石橄欖石安山岩で外輪山熔岩よりも塩基性であるにも拘らずいづれも Q を含み，大抵の場合酸性斜長石やオパサイト化された角閃石の外来結晶を含み酸性深成岩の影響が著しい。外輪山熔岩にもその影響がやや現われ PA が多く P もかなりあり1枚の薄片には酸性斜長石の外来結晶が認められた。

荷葉火山は旧期外輪山熔岩と，新期外輪山熔岩・寄生火山および中央火口丘熔岩とでは岩質が著しく異り，角の談話では旧期外輪山熔岩は両輝石安山岩でしばしば橄欖石を含みピジョン輝石質岩系のものが多く，灰長石大晶（長さ 1.5～2cm 最大 4cm）を産する。しかし新期外輪山熔岩・寄生火山および中央火口丘熔岩は両輝石安山岩で紫蘇輝石質岩系に属するものが多いという。第1表をみると前者には G・P・G が僅かに認められるのみであるが，後者では4者を欠くものが全くなく Q・PA および G がかなり多く認められ酸性深成岩の影響を受けている。

H　群馬県沼田図幅地域内の火山[3)4)]　図幅地域内には子持火山の東半部と赤城火山とが含まれる。子持火山は輝石安山岩から成りしばしば橄欖石を伴う。ただ1カ所の熔岩円頂丘のみは角閃石を伴っているが第1表には除いてある。基盤はほとんど第四紀層で覆われ新第三紀の石英安山岩が小範囲にしか露われておらず，その下位の岩石は不明であるが四囲の地質から推し恐らく古生層でさらに深所に酸性深成岩があると考えられる。第1表をみると4者を欠くものが大部分を占め G がこれに次ぎ P・G がわずか1枚認められる。4者を欠くもののうちの2枚には灰長石大晶（長さ 7mm 以下）が含まれている。子持火山熔岩は古生層を多少混成しその影響が G や灰長石大晶となつて現われたと考えられ，酸性深成岩の影響は受けていない。前述の熔岩円頂丘は角閃石を伴っているが，火山活動の最末期にマグマ溜の位置が酸性深成岩までさがつたためであろう。次に G の出現がピジョン輝石質・紫蘇輝石質両岩系にどのような関係があるかをしらべたが，徳利賢・吉田両図幅地域の場合と同様の結果を得た。尚両岩系の中間型はピジョン輝石質岩系に含めた（第5表）。すなわち G の出現は両岩系の種類にはあまり関係がないようである。

赤城火山は主に輝石安山岩から成り，屢々橄欖石を含み一部には角閃石を伴っている。この角閃石を伴う薄片は第1表には除いてある。山頂のカルデラ内の3中央火口丘は角閃安山岩から成り之も除いてある。基盤は古生層及び中生層から成る。山頂のカルデラの南方裾野の表土の上に古生層の角礫が散乱していて最近の火山抛出物と思われ，火山体の直下には古生層が分布していることがわかる。また北方山麓には花崗斑岩が局部的に露われ，東隣の足尾図幅地域内には花崗閃緑岩が広く露出している。基盤岩の分布をみると古

1)　大沢穠・角清愛：森吉山図幅，1957.
2)　大沢穠・角清愛：田沢湖図幅，1958.
3)　太田良平：沼田図幅，1952.
4)　太田良平：地調報，**151**，1952.

第 5 表

	4者を欠く	G	合計	備考
輝石質岩系ピジョン	* 19	5	24	* このうちの2枚は灰長石を含む大晶を含む
紫蘇輝石質岩系	12	3	15	
合計	31	8	39	

期岩石は赤城火山山体東半部にしか分布せず，西半部には新第三紀以後の岩石が分布している。このように基盤岩そのものに著しい高低差があり火山体は東方より西方に発達が著しい（第5図参照）。従つて基盤岩中に顕著な構造線の存在が推定され，この顕著な構造線と高原山・男体山・赤城山・榛名山および浅間山を連ねる那須火山帯との交会点に本火山が噴起した。筆者はかつてこの火山熔岩の混成作用に就いて論じ，主として基盤の古生層または中生層のアルミナ質岩石，一部は花崗岩質岩石の影響を受けていることを述べたが，混成作用が著しいのはマグマがこのような顕著な構造線中に迸入したからに他ならない。

第1表をみると4者を欠くものが大部を占めGがこれに次ぎG，PAが3枚・P・Gが1枚ある。G－PAを除けば子持火山の場合に似ているが，これは基盤岩の大部分が古生層または中生層であるためである。赤城火山には外輪山熔岩に角閃石を伴う輝石安山岩があり，また角閃石を伴わない輝石安山岩にもG，PAが3枚見出されるのは，いづれも花崗岩質岩石の影響を部分的に受けているためで，いわばPAを含む輝石安山岩は通常の輝石安山岩と角閃石を含む輝石安山岩との中間型である。

I 長野県須坂図幅地域内の火山[1] 須坂図幅の西半部は北信グリンタフ地域に含まれ，東隣の草津図幅の東半部は上越グリンタフ地域に属す。グリンタフを貫く石英閃緑岩類は両図幅地域内にも小規模に露出するが，草津図幅北隣や北東隣の地域では広い面積に分布している。両グリンタフ地域の間には御飯（おいし）・四阿（あづまや）・（須坂図幅地域）及び草津白根（草津図幅地域）の諸火山が噴起し，これら諸火山は基盤にある新第三紀末～更新世初の旧期火山岩と共に石英外来結晶を含んだものがかなり多いが角閃石を含んだものはない。

第1表では須坂図幅地域内に分布する草津白根火山熔岩は草津図幅地域内に分布するものに併せ，須坂図幅地域の南東隅に分布する松代奇妙山や保基谷岳は岩体が小さいので省略した。御飯および四阿両火山の熔岩や，これらの基盤にあり火山形態を著しく失つた旧期火山岩はいづれも両輝石安山岩から成り稀に橄欖石を伴う。御飯火山の中央火口丘である小丸山熔岩のみにオパサイト縁を有する黒雲母の外来結晶が含まれている。

第1表をみると御飯火山・四阿火山および旧期火山岩を通じ大きな相違は認められない。活動時期がそれぞれ異つているにも拘らず共通性がみられるのは注意すべきであつて，基盤岩が共通していることに原因する。4者を欠くものがほぼ4割を占め，4者を含むものや3者を含むものなど相当多く，Qや PA を含むものが少くなく酸性深成岩の影響が著しい。なお須坂図幅地域内の65枚の薄片中ピジョン輝石質岩系に属するものは四阿火山初期流出の小池山熔岩の1枚のみでこれは4者を欠き，他の64枚はいづれも紫蘇輝石質岩系に属する。御飯・四阿両火山は草津白根火山と同じくマグマが顕著な構造線中

1) 太田良平・片田正人：須坂図幅，1955.

に迸入し山体を建設したもので，基盤に著しい高低差があり山体の発達も非対称である(第5図参照)。

J　群馬県草津図幅地域内の火山[1]　この図幅地域内には草津白根火山とその基盤にある新第三紀末～更新世初の旧期火山岩とがある。いづれも両輝石安山岩から成り稀に橄欖石を伴い石英外来結晶を伴うものが少くない。草津白根火山の青葉熔岩のみは特異であつて石基はガラス質で球顆に富みしばしばオパサイト縁を有する黒雲母外来結晶を有する。

第1表をみると4者を欠くものが異常に少くわづか8%であつて，4者を含むものや3者を含むものなどが多く Q や PA を伴うものが少くない。これは須坂図幅地域内の火山の例と同じで，地質時代の異なる草津白根火山および旧期火山岩に共通してみられる。すなわち熔岩そのものの特性ではなく基盤岩が共通していることに原因がある。

なお草津白根火山熔岩はいづれも紫蘇輝石質岩系に属する。旧期火山岩のうちビジョン輝石質岩系に属するのはわづか2枚であつて，内訳は4者を欠くものが1枚・Q が1枚であり，残りは紫蘇輝石質岩系に属する。ビジョン輝石質岩系に属すにも拘らず石英外来結晶を含有する例はきわめて稀ではあるが他にも(森吉山・南伊豆など)見出されている。

次に非対称地形の火山の1例として鳥取県大山火山[2]を一瞥する。中央火口丘の弥山(みせん)(狭義の大山)を通りほぼ NW-SE 方向に顕著な構造線が走り，これを境として基盤岩の高さに著しい差があり西側の方が遙かに高い(第5図参照)。粗粒質黒雲母花崗岩およびこの上に載る旧期安山岩類の中を走る顕著な構造線にそいマグマが迸入し，この上に火山体を建設したものでマグマ溜は前記花崗岩中にある。本火山の熔岩はほとんど角閃安山岩で斑晶有色鉱物は角閃石を主とするものが多く黒雲母または紫蘇輝石を伴い普通輝石を有するものもある。しかし稀ではあるが外輪山熔岩の一部に両輝石安山岩もみられる。この岩石を境下に検すると全体を通じ G・PA に富み P もみられ，かなり円くなり汚濁した酸性斜長石や黒雲母から由来したと思われるオパサイトも稀ではなく認められ，基盤にある黒雲母花崗岩の混成が著しい。従つて前記角閃安山岩の成因も黒雲母花崗岩の混成の立場から考察しなければならないと思われる。

K　長野県諏訪図幅地域内の火山[3]　この図幅は沢村および大和が調査しその薄片を借用し検鏡した。地域の東半部には霧ガ峯火山が聳えその下位にはこの火山の活動の先駆をなした更新世(あるいは第三紀末)の旧期火山岩が広く分布している。また地域内には古生層が西半部に小規模に露われ，新第三紀の堆積岩類および塩基性～酸性の半深成～深成岩類は広く分布し，石英閃緑岩はこれらを貫き底盤をなして地下に広く存在する。

前述の旧期火山岩は両輝石安山岩から成り，第1表では P・G および P・G が認められ酸性深成岩の影響は受けていない。

霧ガ峯火山は楯状火山で石英安山岩から角閃安山岩に漸次変化して活動した第1期熔岩類と，橄欖石両輝石安山岩から角閃安山岩に至る種々の岩型から成る第2期熔岩類とから成り，他に玄武岩・酸性安山岩または石英安山岩などの貫入岩体もある。本火山熔岩は全部紫蘇輝石質岩系に属しいわゆる同源捕獲岩に富んでいる。第2期熔岩類中には角閃石を含むものがかなり多いが第1表に省略してあり，角閃石を含まない輝石安山岩を観察す

1)　太田良平：草津図幅，1957.
2)　太田良平：大山図幅・湯本図幅及び米子図幅(近刊).
3)　沢村孝之助・大和栄次郎：諏訪図幅，1948.

ると著しく汚濁したり融蝕されて円くなつた酸性斜長石がかなり多く含まれているのは注意すべきである。第1表をみると P・G および P＋G が少くなくこの点では旧期火山岩と共通しているが，そのほかに Q および PA を含み前記の酸性斜長石の存在と共に基盤の石英閃緑岩の影響をも部分的に受けていることがわかる。前記の P・G および P＋G の大部分は石英閃緑岩以外の岩石例えば古生層などの混成に基づく。霧ガ峯火山熔岩は化学成分の範囲が広く各種の火山岩を産するが，これは同化した岩石の種類およびその程度が一様ではなかつたためと解される。

L　静岡県沼津図幅地域内の火山[1]　この図幅は沢村が調査しその薄片を借用して検鏡した。地域内には愛鷹火山の全部と箱根・湯河原・多賀その他火山の一部が見出される。基盤は第三紀の堆積岩および火山岩類で古期岩石や酸性深成岩は全く露われていない。愛鷹火山噴出物は古期玄武岩層と新期安山岩層とに2大別され，後者の下部にも玄武岩を有するが第1表には玄武岩は除いてある。安山岩は両輝石安山岩で時に橄欖石を含みあるいは無斑晶質である。地域内の箱根火山熔岩は古期外輪山熔岩に属し橄欖石両輝石安山岩または普通輝石橄欖石安山岩である。地域内の湯河原火山熔岩は橄欖石両輝石安山岩である。地域内の多賀火山熔岩は両輝石橄欖石玄武岩質安山岩で玄武岩も含まれているが第1表には除いてある。

第1表をみると箱根・多賀および湯河原の諸火山に就いては観察した薄片が少ないがいづれも4者を欠いている。愛鷹火山でも 25 枚の薄片中 G が僅かに4枚認められたのみである。以上の事実はこの地域の火山岩は混成作用特に酸性深成岩の影響をほとんど受けていないことを示す。

M　宮崎県霧島山図幅地域内の火山[2]　この図幅は沢村および松井が調査し地域内の大部分を占める霧島火山の薄片を借用し検鏡した。霧島火山は橄欖石両輝石安山岩および両輝石安山岩から成る。50 万分の 1 鹿児島図幅によると火山の基盤は主として時代未詳の中生層で酸性深成岩類は本火山から南・西および北東方それぞれ約 50 km を隔てた附近に露われている。

第1表をみると P＋G が異常に多く G がこれに次ぎ，4者を欠くものや Q・PA は少い。本間[3]はこの火山の地形を観察し“本火山が数多の火丘の群集から成るのはマグマ溜が浅所にあり，かつ基盤に割目が多かつたためである”と述べているが，このような場所は混成作用が行われる機会が多く，第1表で4者を欠くものが少ないのはこれを示し，また Q・PA が少く P＋G が異常に多いのは恐らくマグマ溜が主として中生層を混成しているためで，酸性深成岩類の影響はあまり受けていないように思われる。次に全薄片をビジョン輝石質・紫蘇輝石質両岩系に分けて第6表に示す。この表には石基が著しくガラス質のものや構成鉱物が微細で両岩系の判別の難しいもの（計3枚）を除いてある。この表を観察し次の事実を知りうる。即ちビジョン輝石質岩系には4者を欠くものの大部分が含まれ，P＋G よりも G が多く，Q・PA 及び酸性斜長石などは全く認められない。紫蘇輝石質岩系では P＋G が G に比較して遙かに多い。本火山熔岩には中生層

1)　沢村孝之助：沼津図幅，1950.
2)　沢村孝之助・松井和典：霧島山図幅（近刊）
3)　本間不二男：岩鉱，**19**，別冊，1938.

第 6 表

	4者を欠く	P	G	P＋G	P＋PA	G＋PA	P＋G＋PA	Q＋P＋G＋PA	合計	備考
ビン質ジョ輝石岩系	6 (×1)	2	9 (×4 □3)	3					20	×…石基または晶洞に珪酸鉱物を有するもの □…普通輝石を内核に紫蘇輝石を縁辺に有する平行連晶を含むもの △…酸性斜長石を含むもの
紫蘇石系輝石質岩	1	1 (×1)	12 (×2 △3)	65 (×12 △ 3)	1 (△1)	2	1 (×1 △1)	1 (×1)	84	
合　計	7	3	21	68	1	2	1	1	104	

第 7 表

		混成作用			その他
		ほとんど見られない	ややみられる	著しくみられる	
基盤岩	酸性深成岩類	(酸性深成岩は晩期鉱物から成るため混成され易い。)	Q・P・PA が時にみられる。ほとんど紫蘇輝石質岩系。	Q・P・G・PA が著しい。酸性斜長石・角閃石・黒雲母の外来結晶がみられる。必ず紫蘇輝石質岩系。	灰長石大晶を欠く。
	古生層	Gが僅にみられる。 ほとんどビジョン輝石質岩系。	Gと僅のPがみられる。 紫蘇輝石質岩系のこともある。	GとPが多くみられる。 紫蘇輝石質岩系が多くなる。	灰長石大晶を含むことがある。Q・PA，酸性斜長石・角閃石・黒雲母の外来結晶を欠く。

の混成が著しかつたことが推察され，一部は酸性深成岩類の影響を受けており酸性斜長石を含むものがかなりある。次に地域的に考察するとビジョン輝石質岩系の岩石は本火山南東部の雀鉢・高千穂・二ツ石・夷守岳の諸地域に限られており，この地域でも紫蘇輝石質岩系の岩石や又この岩系の岩石中に Q・PA・酸性斜長石等を有するものが混在している。他の地域で Q・PA・酸性斜長石等を有するものは新燃岳・中岳のような火山中央部の新しい時期の熔岩にみられ，また湯ノ谷・栗野岳等第1次外輪山熔岩にも見られる。

5. 結　　言

輝石安山岩中に石英外来結晶（Q）を含み，紫蘇輝石・普通輝石の平行連晶（P）や斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱などからなる斑状集合（G）が多く，石基中に石英を充塡物とする斑状パツチ（PA）が見出されるなどの諸現象は，若しもそのマグマがマグマ溜中で比較的完全平衡を保ちつつ結晶作用を続けたならばこれらの生成は非常に

稀であろうと考えられる。既述のように多くの火山の熔岩に就いて，これら諸現象およびそれらの組合せが現れる頻度を統計的に算出し第1表に示したが，地域によつて著しい特徴があることがわかつた。この特徴は火山活動の地質時代にはほとんど関係がなく地域的のものである。換言すればマグマに固有のものではなく，主としてマグマ溜周壁にある基盤岩の影響によると考えられる。火山の基盤岩が古生層・中生層あるいは酸性深成岩その他のいづれであるかによつて，これら諸現象の現れ方が違つてくる。またマグマが著しい構造線や破砕帯などの地殻の顕著な弱線中に迸入しその上に火山体を建設したような場合には現れ方が著しい。上記諸現象はこれ迄 Q を除きあまり注意されていなかつたが，酸性斜長石・角閃石や黒雲母の外来結晶の混入，灰長石大晶の混入および多量の外来岩片の包有などの諸現象と共に，混成作用を論ずる際に注意すべきであることを提唱した。

火山体のマグマ溜の位置は火山頂上から数～10 km の深さにあると推定されており，我国のような地質では酸性深成岩類か古生層（または中生層）のことが多い。これら基盤岩の影響が混成作用の程度によつて熔岩中にどのように現われてくるかに就てい，筆者の考えを表示すると第7表のようになる。

桜島火山 1956 年 5 月 の火山弾

New bomb of the Sakurajima Volcano

種子田 定 勝 (S. Taneda)*
森 田 準之助 (J. Morita)*

1. 火山活動の概説

桜島火山は 1946 年（昭・21）3-5 月の活動（噴火口は南岳東側海抜約 700-750 m）の後，南岳頂上の旧火口内の 1 点から噴烟が上るようになり，1950 年（昭・25）6・7 月はかなり活潑であつたが，その後静かになつていた。ところが 1955 年（昭・30）10 月 13 日 14 時 52 分突然この旧火口から爆発を起して登山者 7 名が負傷した。

爆発の規模は，地震波としては 10^{18} erg，噴出量としては 10^{19} erg，噴出物の総量は 50 万トン，降灰は 80 km の遠く迄達した[1]。

その後 10 月末迄に 17 回爆発をくりかえして一応静まつたが，翌年 1 月 6 日に活動を再開して，その後は月に 10 回位の爆発をくりかえして 4 月に頂点に達し，比較的大きな爆発だけでも 10 月 13 日から翌（1956，昭・31）4 月 9 日迄の間に約 50 回，5 月 20 日迄の間に約 80 回に達した。

活動の初期（昭・30，10—昭・31，2）の噴出物は旧岩屑（火山岩塊・礫・灰）であつたが，その後新熔岩（らしい）の軽石・火山弾を噴出するようになつた[2]。種子田は 1955（昭・30）10 月以来現在迄に数回にわたつて噴出物および火口の状態を調査したが，1956

* 九州大学理学部地質学教室.

1) 福岡管区気象台要報，13 号，1957.

2) 津屋弘逵：震研彙報，**34**，307～333，1956.（英文）

年 6 月中—下旬調査の際，おそらく 5 月中に噴出したと思われる火山弾を採集した。この火山弾については次節で簡単に性状を報告する。

尚，火山活動は 6 月以後衰えて 8 月には 1 月はじめ程度になつたが，9 月には又活発となり噴火回数は通算 100 回に及んだ。その後も屢々爆発したが 1957 年 3 月以降は休止期間が長くなり，6 月下旬，8 月上旬，11 月上旬，1958 年 1 月中旬に爆発している。

2. 新しいパン皮火山弾 (Bread crust bomb)

前述のように 1956 年 6 月 21 日採取したものである。

採取場所・噴出時期 南岳 9 合目東側斜面で採取，5 月中（おそらく 9日-12 日）の噴出物と思われる[1]。

肉眼的性状 径 20cm 位のパン皮火山弾で，内部は淡灰色・軽石質，外殻は暗黒色・緻密・玻璃光沢があり，白い斜長石の斑晶が散点し，輝石類も辛うじて認められる。

顕微鏡的性状 一見したところ内核部（軽石質）も外殻部も構成鉱物の性状は類似している。(主に外殻部について観察)。 **斑晶** 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱 (少)。 **石基** 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・隠微晶質ないしガラス質充塡物 (外殻部もかなり孔隙多し，屈折率 n＝1.510～1.518)。

斜長石 (plagioclase) 長さ 2.5mm に達するものあり，2.0～0.5mm 位のもの多し。An 80～50。累帯構造がかなり著しい（平坦反覆平坦又はノルマル)。

普通輝石 (augite) ふつう 0.7mm 以下 (極く稀に 2mm に近いものがある)。(＋) 2V＝53°, 53°, 52°。

紫蘇輝石 (hypersthene) ふつう 0.7mm 以下，() 2V＝68°, 66°, 62°, 60°, 60°, 60° (以上斑晶)：59°, 56° (微斑晶ないし石基)。

化学成分 (bulk composition) 外殻部の化学分析の結果は次の通りである。

SiO_2 59.69, TiO_2 0.55, Al_2O_3 17.60, Fe_2O_3 2.14, FeO 5.24, MnO 0.09, MgO 2.61, CaO 6.51, Na_2O 3.38, K_2O 1.43, H_2O+ 0.44, H_2O- 0.23, P_2O_5 0.21, Total 100.21 (森田分析)。

因みに，文明熔岩・安永熔岩・大正熔岩（何れも山口鑛次分析)[2]・昭和 21 年熔岩 (安藤分析)[3] と比較すると，大正・昭和 21 年の熔岩と酷似している（細部の特徴等については別の機会に述べる予定)。

謝辞 現地調査の際御協力を頂いた鹿児島地方気象台の関係各位に深謝する。研究費の一部は文部省科学研究費によつた。尚本稿は化学分析値以外は種子田のみに責任がある。

栃木県羽鶴産化石を交代した苦灰石

Dolomite after fossils from Hanezuru Mine, Tochigi Prefecture

高 橋 博 (Hiroshi Takahashi *

1. まえがき

昭和 27 年 2 月，栃木県日鉄鉱業 K.K. 羽鶴鉱業所の苦灰石鉱床調査の際，野外にて

1) 同行の鹿児島地方気象台の山形技官の談話その他の資料によつて判断。
2) 種子田定俊：桜島地質旅行案内，(九州大学理学部地質学教室) 1952.
3) 森本良平：震研彙報，**26**，37～40，1949. (英文)

* 地質調査所.

苦灰化紡錘虫化石を，鏡下にて海百合の茎の苦灰石化化石をそれぞれ苦灰岩層の上・中部と中部より見出した。葛生地区の石灰岩層より産する化石については詳細な報告がすでに多数出されているが，苦灰岩中の化石についての報告はほとんどない。現在なお，調査・研究中であるが，鉱石や成因の研究上重要と考え，保存の最も良い苦灰石化化石について報告する。

2. 苦灰石化紡錘虫化石

野外で見出したこの化石を含む苦灰岩 (49-, 51-, 72-52 D) はいづれも暗灰色を呈し，白色の紡錘虫化石を多数含んでいる。紡錘虫化石は 数×10 数 mm の大きさを有し，紡錘形をなし，外形にかんして保存は良く，シユウドフズリナと思われる。鏡下でも石基部と紡錘虫部とは明らかに異つている。

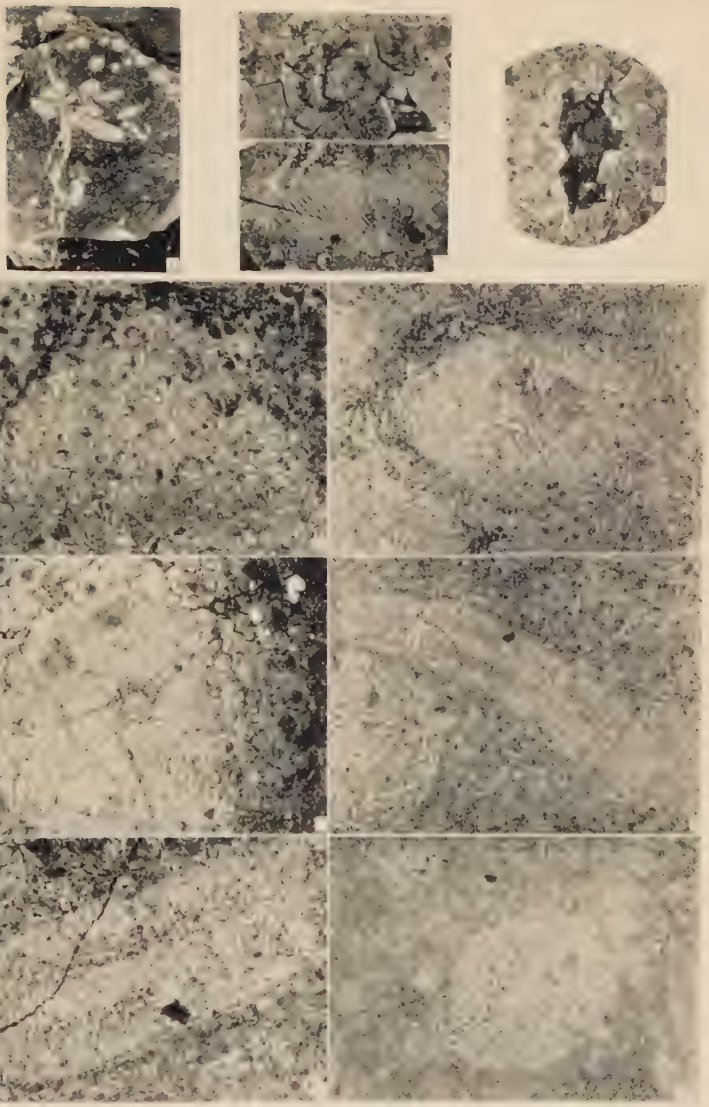
石基部は塵状物により非常に汚染された径 0.05mm 前後の他形・粒状の苦灰石結晶の集合で，モザイツク組織を呈する。

紡錘虫部分においては，石基部にくらべ，苦灰石結晶は塵状物による汚染の度が低く，結晶度よく，粒度も大で，両部分の境は鏡下でも明瞭であり，後述する「充塡部」なる構造が必ず観察される。化石周辺部は，径 0.1～0.2mm の他形・粒状の苦灰石結晶よりなり，1結晶で石基と化石の両部にまたがるものも観察される。化石内部では苦灰石結晶は大きく，辺 0.4mm ぐらいの半自形乃至自形を示し，化石の中心に向つて晶状に成長している。また，1結晶中または 2～3 結晶にまたがる径 0.1～0.5mm の円形構造がしばしば観察され，これは紡錘虫の房と判定される。

「充塡部」とは苦灰化紡錘虫化石の内部に必ず存在し，羽毛状苦灰石結晶により囲まれた角ばつた不規則形をなす部分のことで，充塡構造を呈し，化石の中央に 1，時に 2～3 存在する。大きさは 0.1×0.3～2×4mm 程度で，その著しい特徴は形と共に，その多くは非常に清澄な他形の方解石の大きな 1～3 結晶よりなり，他は全く対象的な黒色塵状物乃至微晶物の集合であることで，さらに前記の円形構造もその他の構造・組織も全く観察されないことである。ただし，四囲の苦灰石と同質で大きさもほゞ等しい自形の苦灰石結晶を含むことがあり，これには前記の円形構造が観察されることがある。なお，この部分より方解石の細脈が伸び，他の紡錘虫化石の「充塡部」に接続している場合がある。

化　学　組　成　表

含苦灰化紡錘虫化石苦灰岩 (49-1-52 D)	%		ppm	含苦灰化海百合化石苦灰岩 (7252D)	ppm
MgO	19.47	Sr	1060		520
CaO	33.76	Ba	150		175
IgL	45.90	Mn	15		40
SiO_2	0.16	V	30		15
Fe_2O_3	0.08	Li	30		25
Al_2O_3	0.01	Cr	tr.		—
TiO_2	0.01	Ni	—		—
		Co	—		—
計	99.39	Pb	—		—
		Zn	—		—
		Sn	—		—
		Mo	—		—
		Mg			>13%
分析者		分光分析者			
(地調) 川野昌榮		(地調) 高橋　清，河田喜代治			



1. 苦灰石化紡錘虫化石を含む苦灰岩（×1/3）　2. 苦灰石3結晶にまたがる円形構造（×70）　3. [illegible]（×35）　4. [illegible]で充たされた「充填部」（×15）　5. 2の左半分，円形構造の多い部分（×15）
6. 苦灰石化紡錘虫化石（×7）　7. 海百合の茎の苦灰石化化石，横断面（×15）
8. 海百合の茎の苦灰石化化石，縦断面（×7）　9. 8の第2・3節（×15）
10. 7・8と同一薄片内にある苦灰石化紡錘虫化石と考えられるもの（×7）

3. 苦灰石化海百合化石

この化石を含む苦灰岩 (2752 D) は灰色を呈し，苦灰岩層中でも最も高品位の部分の鉱石である。鏡下でも，この地の苦灰岩中結晶度・品位もつともよく，岩石中には小裂こがやゝ多く，結晶粒間に間隙が観察される。苦灰石結晶も塵状物による汚染の度が最も低く，多くは辺 0.1～0.2mm 程度で半自形を示し，弱い波状消光を呈す。

薄片にて海百合の茎の化石の縦・横両断面が観察される。縦断面の観察されるものは5節連続し，各節はつつみ状で，節部の巾 1.2mm，最広部 1.4mm，長さ 1.6mm 前後である。各節はいづれも苦灰石の単結晶よりなり，その中に多数の小結晶を含む。この小結晶は苦灰石かと思われるが，辺 0.015mm 前後で自乃至半自形を呈し，節中に縦方向に2帯をなして分布している。横断面は径 1.8mm の円形で，数本の割目が入つているが，これも苦灰石の単結晶からなり，縦断面のと同じく細粒結晶を多数含む。なお，中心部は径 0.18mm の別の苦灰石の円形結晶よりなる。

この薄片でも，石基部より化石部は結晶の汚染度が低く，結晶も一般に大きく，上記の他にも海百合や紡錘虫などの苦灰化化石と考えられるものが観察される。

4. あ と が き

上記2種の苦灰化化石は，外形の保存がよく，多少の内部構造を残し，苦灰石結晶は石基部にくらべ粒度大で結晶度よく，汚染度も低いなどの共通性を示すが，それぞれの生物の構造の相違にもとづく苦灰化のされ方の差異を明瞭にあらわしている。

元来大きな方解石結晶よりなる海百合の茎は1節1結晶とそつくり交代され，その中央の構造も残されている。紡錘虫の苦灰石化化石においては，外形の保存がよく，消滅をまぬがれた房の痕跡の産状など，交代作用を蒙つた様相を示すが，既述のごとく海百合の場合と大きな相違を見せている。それは，結錘虫には空所が多く，殻は $CaCO_3$ の潜晶質乃至微小結晶よりなるため，苦灰石化作用を蒙つた際（恐らくその際，空所は方解石その他によつてまだ完全には充されてはいなかつたものと思うが）ならびにその後の岩石化過程で苦灰石結晶は全般に石基部よりよく成長出来，その形成は化石の周辺より内部にむかい，中央部で最もよく成長し，牙歯状のそれらに囲まれた部分に，両過程で余剰となつた $CaCO_3$ または排出された不純物が濃集沈澱し，特色ある苦灰石化紡錘虫化石の構造が形成されたものと考えている。

塵状物についても研究中であるが，有機系物質を混えており，また別に報告するが，苦灰岩層では上下両盤にくらべ化石の保存が悪く，極めて少い（あるいは大部分破壊消滅されてしまつたのかも知れない）が，微量成分の分布では苦灰岩層は上下両盤に酷似し，Sr/Ba の値が熱水性源でないことを示している。

化石の確認に協力を願つた河田茂磨と小西健二の両氏，終始協力を願つている高橋清・井上秀雄・五十嵐俊雄の諸氏に深謝する。

鉱物学及び結晶学

8121，石英に於ける微量成分，着色中心及び格子恒数間の関係 Cohen, A. J., Summer, G. G.

石英中に微量成分が存在する時は普通 lattice spacing の増大を示すが，微量成分が interstitial にある時には，それが c 軸方向に連なる空隙中に入り格子に歪を与えるので特に a 方向の増大が著しい。微量成分の定量を行つた 11 個の試料に就き，Debye-Scherer 写真を撮り，c/a（この値は lattice spacing の増大と共に減少する）と $(\Delta a/a)/(\Delta c/c)$（= increment ratio）の関係を求めたところ規則的な変化を示したが，Amethyst の様に substitutional な微量成分に依る着色中心を持たないものでは increment ratio が例外的に大きく，合成結晶其他の試料でもその着色中心形成の事実とよく一致する結果を得，substitutional な微量成分と interstitial な微量成分の挙措に明確な指示を与え得る事を明かにした。又 increment ratio が 1.5 以下では微量成分の入り方は substitutional が主で 1.7 以上では interstitial が主となる。(Am. Min. **43**, 58～67, 1958)　〔関〕

8122，氷単結晶の硬度 Butkovich, T. R.

Mendenhall 氷河（アラスカ）産の氷の単結晶に就き，Brinell hardness を測定したところ，−5°C に於て 4 で，温度の低下と共に増大して −50°C で 17 の値を示した。その c 軸方向に垂直な場合 ($H \perp c$) と平行な場合 ($H \parallel c$) とでは明かに異方性を示し，$H \parallel c - H \perp c$ は温度と共に直線的に増大し −10°C 以上では負，−10°C 以下では正値を示す。更に scratch hardness を測定した所，Brinell 法程の正確さはないがやはり異方性は明かであり，特に c 軸に平行な面に於ける scratch test では，c 軸に垂直な擦痕が総て連続的な波形を示すのが見られる。Brinell 法及び scratch 法による硬度値相互間には c 軸に垂直な場合には直線的な比例関係が見られるが，c 軸に平行な場合には曲線関係を示す。(Am. Min., **43**, 48～57, 1958)　〔関〕

8123，炭化アルミニウムの熱分解による石墨単結晶の製法 Foster, L. M., Long, G., Stumpe, H. C.

炭化アルミニウム Al_4C_3 を 2200～2500°C に加熱すると Al 蒸気と石墨とに分解する。Al_4C_3 は油煙炭素と Al の粉末を，Ar ガス中で 1850°C に約 2 時間加熱することによつて得られる。この Al_4C_3 を −325 mesh に粉砕し，加圧して円筒形にし中心部に孔をあけて，これを石墨坩堝中に入れ除々に加熱する。4 時間で 2400°C に達せしめ，この温度に 2 時間保ち後除冷する。円筒の中心部に石墨の単結晶の集合が得られる。この様にして得られた石墨結晶は，肉眼的には六方対称を示していない。生長線及びステップは明瞭にみられるが，双晶や劈開は他の製法で得られたものに比較すると少い。この石墨の純度は高く，$c_0/2 = 3{,}3545 \pm 0{,}0005$ Å である。大規模な装置を用い，更に適当な条件を見出せば径 1/2 inch 程度の結晶が得られるであろう。(Am. Min., **43**, 285～296, 1958)　〔長谷川〕

岩石学及び火山学

8124, California, White Tank 石英モンゾニ岩の組織と分光分析学的研究 Rogers, J. J. W.

California, White Tank 石英モンゾニ岩は岩漿から 2 つの異つた分化作用によつて生成されたものである。1 つは古期のものから新期のものに向つて K-長石の大きさが増大することと，斜長石の Ab/An 比が増加する事が特徴である。他のものは新期のもの程 Ab/An 比が増加する事は同じであるが，新期のものに初生的な白雲母と柘榴石とが存在する事が特徴である。Texture は迸入の場所によつて夫々異る。岩体の周縁部の石英は個々の形態を示すが，それ以外の場所では数個の結晶の集合体として存在する。最初の結晶分化作用によるものの中，末期に形成された大きな K-長石は灰色を呈し格子状双晶として通常 Na-長石と共晶をなすが，早期に結晶したものは桃色で，双晶に乏しく，かかる共晶を示さない。最初の結晶分化作用を行つたものでは K-長石中の Pb と Sr の量が古期から新期のものに向つて減少するが，Ba と Rb の量は変化がない。二番目の結晶分化作用によるものでは K-長石中の Ba, Pb, Sr の量が分化作用の進むと共に減少を示すが，Rb には変化が認められない。(Bull. Geol. Soc. Am., **69**, 449～464, 1958)　〔植田〕

8125, 火成岩，堆積岩及び変成岩の岩石化学的フィールド及びトレンド Green, J., Poldervaart, A.

火成岩 (201 種)，堆積岩 (43 種)，変成岩 (26 種) 及び石質隕石 (7 種) の平均化学成分からイオンの重量百分率を計算し，Al, Fe (全量)，Mg, Ca 及びアルカリ相互の関係を三角変化図 (Si－Al+Fe－Ca+Mg; Na－K－Ca; Mg－Al－Si; Ca－Fe－Al; Mg－Ca－Al; Ca－Al－Na+K; Mg－Ca－Fe; Ca－Fe－Na+K; Mg－Ca－Na+K; Mg－Fe－Al; Fe－Al－Na+K; Mg－Al－Na+K; Mg－Fe－Na+K) に点示した。火成岩はある決つたトレンドを示し，生成に当り，局所的な効果を示す諸過程以上に分別結晶作用が優勢である事を示している。Na/K (Na-K-Ca 図) は広く分散する。これは局部的効果を示す過程が優勢である事を示している。普通の優勢な堆積岩は明瞭に限られた範囲に落ちる。Na/K 値は Ca 頂点と Na-K 辺上 Na : K=0.54 点を結ぶ線附近に分布する。火成岩，堆積岩及び海水の Na/K 値は塩基性の源岩から堆積岩が導かれる事に反対する議論に使われる。地球表層附近に Ca が貯蔵される事は堆積岩平均によつて示される。粘土質岩から花崗片麻岩への変成過程はアルカリ，Ca の増加，Fe, Mg の減少を示す。低温変化は花崗岩質岩漿形成に漸移する高温交代作用と区別される。石質隕石に関するデータが若干述べられている。種々な型の隕石の成分上の差異は酸化-還元作用及び部分熔融 (partial melting) による分別作用に帰せられる。両者は一般に優勢な過程である。(Geochim. et Cosmochim. Acta, **13**, 87～123, 1959)　〔千藤〕

8126, 東部グリーンランド，スケルガード貫入岩体の分別作用の早期及び中期の輝石 Brown, G. M.

スケルガード貫入岩体の斑糲岩及び鉄斑糲岩から普通輝石 9，転移したビジオン輝石 3，斜方輝石 1，計 13 の新分析を行い輝石の晶出径路を示してある。即

ち Ca に富む輝石は先づ透輝石質普通輝石が晶出し，分別作用が進むにつれて Ca は Mg と Fe″ によつて交代され次第に Ca に乏しくなり，Ca : (Mg+Fe) = 35 : 65 となるが，両輝石境界線を過ぎると Mg は Ca と Fe″ によつて交代され Hd に向つて進む，一方 Ca に乏しい輝石では古銅輝石が最初に晶出し，Mg : Fe = 72 : 28 と 63 : 37 の間でピジオン輝石に転換し，更にピジオン輝石は Mg : Fe = 45 : 55 でその晶出を終る。又ピジオン輝石の離溶構造の特徴と転移の度合は貫入岩体の高さと共に漸次変化し，結晶作用と転移の温度差で漸移的に変化する関係にある。(Min. Mag., **31**, 511～543, 1957)　〔青木〕

8127，正長石及び微斜長石花崗岩 Marmo, V.

微斜長石は元来正長石として晶出するという説に対し，著者は適度の低温で緩くと晶出する時には微斜長石が初生的に晶出し得るものと考えた。Finland に於ける先カムブリア紀に貫入した late kinematic な花崗岩は，古生代及び先カムブリア紀の synkinematic な花崗岩と共に微斜長石を有するのが特徴で正長石の痕跡すら止めないが，Alpine 山脈の明らかに post kinematic に貫入せる花崗岩は正長石が多く，その光学的性質は一般に均一性を欠いて一部微斜長石化しているのが特徴である。即ち これらの違いは orogenic condition の下では晶出作用が適当な温度と長い時間にわたつて熱水条件下に置かれるのに対し，post kinematic condition では貫入が open fracture に沿つて行われて急激な晶出作用を惹きおこす為であると考えられる。尚正長石花崗岩中の半花崗岩質脈が総て微斜長石のみを有するのは，周囲の岩石が一部だけ微斜長石化作用を受けている事実に対し，明かに微斜長石が初生的である証拠であるとしている。(Am. Jour. Sci., **256**, 360～364, 1958)　〔青木〕

金属鉱床学

8128，北部 Nova Scotia における浅成銅—ウラン鉱床 Brummer, J. J.

New Brunswick 及び Nova Scotia 地方には石炭紀に属する Windsor (Mississipian), Claremont, Boss Point, Cumberland, Pictou (Pennsylvanian) の各地層が分布する。この中 Pictou formation は頁岩及び砂岩・泥岩累層からなり，主に赤色を呈する水成堆積岩である。この地層中の薄層又は レンズ状をなす砂岩，花崗岩質砂岩，頁岩の累層中には Cu 及び U の鉱化作用が存在し，それ等は赤色泥岩，赤褐色泥質砂岩と互層している。Cu は硫化物として存在するが，硫化物の大部分は黄鉄鉱で，それに輝銅鉱，銅藍が伴い，更に 痕跡程度に黄銅鉱，斑銅鉱が見られる。それ等は瘤塊，結核体，粒状体，房状体，又は 炭質物を交代する薄層，破片状体となす。

黄鉄鉱は木質部が炭化する前に これを交代した。黄銅鉱，斑銅鉱も略ゝこれと同時期である。これ等は 輝銅鉱，銅藍に交代され，輝銅鉱の一部は 直接炭質物をも交代している。

Cu を伴う炭質物は放射能異常を示し，Cu%，C%，U_3O_8 e% の間では一部を除き略ゝその増減が一致する。放射性鉱化作用は 輝銅鉱の存在する部分の炭質物と関係し，黄鉄鉱化せる 炭質物その他には全くないが，僅少である。

輝銅鉱は 地表近くにのみ存在し，試錐

の結果地下水面下には存在しない。そして U も同様である。地下水面下では僅かに Cu が存在し，且放射能異常を示さない黄鉄鉱となる。この事から輝銅鉱及びウランの鉱化作用は地下の循環水によりもたらされた supergene origin のものである。(Econ. Geol., **53**, 309～324, 1958)　〔鈴木〕

8129, Virginia, Irish Creek に於ける錫石脈の鉱物とその共生関係
Glass, J. J., Koschmann, A. H., Vhay, J. S.

当地域の地質は花崗閃緑岩，片麻岩，片岩類よりなり鉱床は上記花崗閃緑岩を母岩とする裂罅充填鉱床である。野外調査及び顕微鏡観察の結果より，次の如き鉱床生成史が推察される。1) 花崗閃緑岩の結晶作用。2) 花崗閃緑岩及び片麻岩の変成作用。3) 破砕帯及び塊状石英脈の生成。4) グライゼン化作用 第1期 (粗粒白雲母，黒雲母，錫石，緑柱石，満俺鉄重石，石英) 第2期 (螢石，緑色黒雲母，緑泥石，フェナサイト，菱鉄鉱，鉄白雲石，パリサイト，閃亜鉛鉱，硫砒鉄鉱，黄銅鉱，硫蒼鉛鉱，磁硫鉄鉱，黄鉄鉱)。5) 晩期鉱脈の形成 (斜灰簾石，方解石，ノントロ石，モンモリロン石)。なお，変質作用の産物として母岩の長石，白雲母を交代するカオリナイト，黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・菱鉄鉱の酸化による赤鉄鉱，硫砒鉄鉱の変質物としての葱臭石等が存在する。(Econ. Geol., **53**, 65～84, 1958)　〔阿部宏〕

8130, Yugoslavia, Tajmiste 附近のシヤモサイト鉱床　Page, B. M.

当地域の地質は千枚岩及び石灰岩よりなり鉱床は前記千枚岩中に略整合に胚胎する。堆積岩類は比較的緩傾斜を示すが不規則な地塊断層によつて擾乱されており圧砕，破砕作用が認められる。鉱石は基質部の鉄珪酸塩鉱物・菱鉄鉱と，シヤモサイト鮪状鉱部よりなり，これらは部分的に二次的な菱鉄鉱，磁鉄鉱により交代されている。シヤモサイトは，その層理との関係から推して海底堆積物と思われ，しかも流動作用の極めて微弱な水中に於て化学的に沈澱生成したものと推察される。因に本鉱石は Fe 32～37%，Al_2O_3 11～18%，SiO_2 10～16%，S 0.1～0.3%，P 0.5～0.9% を示す。(Econ. Geol., **53**, 1～21, 1958)　〔阿部宏〕

8131, Western North Dakota 及び Eastern Montana のウラン鉱床
Towse, D.

当地域の地質は Fort Union Formation (暁新世) に属する砂岩・頁岩・亜炭層より成り，その傾斜は北東落で，緩やかな褶曲構造を示す。ウラン鉱床は前記堆積岩類の上部層に属する亜炭及び砂岩層中に胚胎している。亜炭層は二層存在しこれらの中間に薄い粘土層を挟む砂岩層が観察される。これら亜炭層には blanket type と lenticular type があり，前者の方が規模は大きいが一般に品位は低い。かかる鉱床の生成は Carrier-bed の滲透性，母岩の岩質，構造等に支配されるもので，U鉱石が 1) 亜炭層中に胚胎するものでは亜炭層の下部にベントナイト質粘土，上部には主として砂岩が堆積して居り，2) 砂岩中に胚胎する場合にはその砂岩層の基底部，特に下部頁岩層との境界附近に濃集する傾向が認められる。然も一般に被覆層が滲透性の高い砂岩の場合には品位が高く，頁岩質になるに従つてその品位は低下する。更に特筆すべき事は鉱床が地下水面附近に存在することである。これらの事実から

著者は その成因を循環水による炭素—ウラン化合物の濃集沈澱に基くものと 推察している。尚 二次鉱物としては燐灰ウラン鉱，metatyuyamunite，副成分鉱物としては 黄鉄鉱，ジャロソ鉱，石膏，方解石が観察される。(Econ. Geol., **52**, 904～913, 1957)　〔折本〕

石油鉱床学

8132，南部カリフオルニア沖海底堆積物中のクロロフイル誘導体の含有量
Orr, W.L., Emery K.O., Grady, J.R.

原油中に含まれる porphyrin の根源物質と考えられているアセトン可溶のクロロフイル誘導体の存在を，南部カリフオルニア沖海底堆積物について検討した。抽出された堆積物中の pigment を pheophytin a として換算し，その量的変化を海浜，沼沢地から深海 (2000m 以上) までに至る各種の環境に亘つて，約 120 個の表層試料と 7 個のコーアについて比較検討し，併せて窒素，炭酸塩，水分，粒度との関係を求めた。

Pheophytin の量は (1) ocean proper の浅成堆積物—10 ppm 以下，(2) basin-floor の堆積物—4～100 ppm (浅い海岸寄りの basin に多く，深い沖側の basin に少い)，(3) basin slope 上の中間の深さでは，深い basin-floor より少く，近接した浅い shelf よりも多い。要するに pheophytin の量は低酸素の水をもつ shallow-basin に最も多く認められる。これはクロロフイルを含むプランクトンの生産量とか，無機沈積物との稀釈とかに拘らず，恐らくは一義的には水深，水の含酸素量，海底地形に応じた分解作用の量による。Pheophytin の構造は生物中のクロロフイルと油の中の porphyrin との中間を示し，Mg は失われ V や Ni は未だこの pigment 中には導入されていないし，油のそれに至るまでには，更に carbonol group の還元，C—C 二重結合の水素添加，dehydrogenation，decarboxylation などの，かなり簡単な反応過程であるので，堆積の過程・環境の途中で行われるものであろう。要するにこれらの堆積物中のクロロフイル誘導体は，構造的にも量的にもプランクトンと油の中の夫々のものとの中間的位置にあり，原油中の porphyrin の普通の含有量に対しては，検出された表層の pigment の 1% の転換で以て充分であろう。以上の結果は石油の根源岩としての海成層の大部分の堆積環境に容易にあてはまり，還元帯腐泥堆積物としての環境条件を特に必要とはしないことになる。(Bull. Am. Assoc. Petrol., **42**, 925～958, 1958)　〔加藤〕

8133，石炭紀堆積物の堆積環境に関する研究 (II) —— 地化学的方法とその応用 Degens, E.T., Williams, E.G., Keith, M.L.

海成若しくは陸成堆積物の特性を地化学的に検討することを目標として，西部ペンシルヴアニア，Clear field Co. の Allegheny, Pottsville series について，海陸成源の数回の堆積輪廻をもつ砂岩，頁岩，石灰岩及び粘土，石炭などの，粘土鉱物組成及び微量元素分析を行つた。試料を −40 mesh に粉砕し，石灰質岩及び粘土は塩酸 (2N) で炭酸塩を除き，NH_4OH で pH を 10 にして 2μ 以下の clay fraction を遠心分離器で分けて実験に供した。その結果 (1) 陸成若しくは海成の石灰岩については，B と Ga との含有量で区別され，(2) この B

と Ga とは，風化した或は風化しない何れの岩石についても，それらが一般に不溶性のものとして，夫々の環境の指示者になりうる，(3) B は恐らく tourmaline の形で，Ga は粘土鉱物として含まれるものであろう，(4) B, Ga, Rb の三成分系図を利用することによつて，夫々の環境を示す範囲がきまり，両者の境界部分は略々直線的関係を以て或る重複部分がみられる。これによると Pennsylvanian の岩石の 80% は化石資料とも矛盾を生じないし，特にこの場合 B と Ga とが有効な元素となつている。(5) 砂岩や下盤粘土についても同様のことがあてはまり，岩石学的及び層位的な資料とよく合致している。以上から無化石の岩石についてもその環境を判定するのに有効であろう。(Bull. Am. Assoc. Petrol., **42**, 981～997, 1958)　〔加藤〕

8134, 石油に含まれるバナジウム，ニツケル，ポーヒリンの熱地球化学
Hodgson, G. W., Baker, B. L.

石油の成分としてバナジウム，ニツケルが含まれていることは古くから述べられているが，石油中にこの様な金属が如何にして作られたかの問題ははつきり説明することは不可能である。筆者等は世界の主なる原油中からバナジウム，ニツケルの存在についてまとめ，バナジウム，ニツケルの加熱の影響について，McMurray oil について，比重，粘性度，硫黄，バナジウム，ニツケル，及びバナジウム・ニツケル率について説明し，更に熱量低下に於けるバナジウム・ニツケルの移動について説明を加えている。Sealed tube での熱量低下はバナジウム移動は 47.6Kcal/mol，ニツケル移動は 47.8Kcal/mol, rocking boms ではバナジウム 54.2Kcal/mol，ニツケル 59.7Kcal/mol，ポーヒリンは 52.5 Kcal/mol，で，西部カナダ原油に対してポーヒリンとバナジウム，及びニツケルの関係を図示し説明している。原油中のポーヒリンについても言及し，上記の実験観察よりして，約 400°C 以下の温度で油田の岩石の熱作用は原油生成に殆んど意味をもたないことを述べている。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **41**, 2413～2426, 1957)　〔阿部〕

窯業鉱物

8135, シリカとアルミナの混合物の反応, West, R. R., Gray, T. J.

純粋な alumina の試料では 600°C に於ける脱水作用に続いて γ-alumina が形成され，約 950°C でその一部又は非晶質 alumina の一部が構造的に γ-alumina に近い水蓉 spinel HAl_5O_8 を作る。少量の silica を加えると 980°C に到つて始めて γ-alumina の結晶作用が行われ，これに伴う発熱が次の二つの反応をひき起す。$5Al_2O_3 \cdot H_2O$ (amorphous)→$2HAl_5O_8$, $4HAl_5O_8 + 5SiO_2 \rightarrow 5(2Al_2O_3 \cdot SiO_2) + 2H_2O$, ($HAl_5O_8$ は mullite 形成に関与する中間生成物)，γ-alumina は 1200°C 以上に到る迄残つた silica と反応する事はない。Silica-alumina 混合物の熱分析図は kaolinite のものと良く似ているが，silica-alumina 成分を変化させると種々の反応の違いが見られ，就中，alumina-silica 重量比が 3.39 に近い試料で mullite の形成作用が最大である事が X 線回折図及び熱分析図で見出され，包晶点に於ける mullite の式が，$2Al_2O_3 \cdot SiO_2$ であることを示す。(Jour. Am. Cer. Soc., **41**, 132～136, 1958)　〔関〕

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文原著とし，原稿用紙に常用漢字を用いて横書，図及び表を含めて刷上り原則として7頁（7.5ポイント活字で）以内とする。**尚7頁を超過した場合には，この超過分の費用は著者の負担とする。**
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き，1/2又は1/3などに縮図するに適するよう，文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すること（著者，掲載誌又は単行書名，巻，頁，年）。
4. 英文要約を付する場合には完全な英文とし，これをタイプライトすること。
5. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受付け順に印刷するが，本誌の発行が隔月であるため，なるべく内容に種々のものを入れたいので，必ずしもこの順に依らない場合がある。

本会役員（任期：昭和33年12月末日迄）

会長 渡辺萬次郎

幹事 石井清彦　伊藤貞市　鈴木醇　高橋純一　坪井誠太郎

評議員
石川俊夫　小野田匡高　大森啓一　片山信夫　加藤磐雄
兼子勝　神山貞二　河野義礼　木下亀城　久野久　柴田秀賢
須藤俊男　末野悌六　鈴木廉三九　千藤忠昌　滝本清　竹内常彦
津屋弘逵　冨田達　根本忠寛　野田真三郎　早川典久　原田準平
堀越義一　待場勇　三原栄　八木健三　吉木文平　吉村豊文
渡辺新六　渡辺武男

本誌抄録欄担当者（五十音順）

阿部宏　阿部正宏　青木謙一郎　植田良夫　大森啓一
加藤磐雄　河野義礼　今野弘　島田昱郎　鈴木光郎
関寿和　千藤忠昌　田口一雄　竹内常彦　長谷川修三

昭和33年7月20日 印刷	昭和33年8月1日 発行
発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台③1181（内線311）〕	**入会申込所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
編集兼発行者 大森啓一	**会費払込先** 同上〔振替仙台8825番〕
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕 笹気出版印刷株式会社	**本会会費** 一カ年分 500円（前納）
印刷者 笹気幸助	**本誌定価** 一部 150円（会員外）

© 1958

Vol. XLII August, 1958 No. 4

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

On the distribution of selenium in some sulphide minerals showing the relations of intimate paragenesis. K. Takimoto, T. Minato and S. Hirono

A consideration on the genesis of the ore deposit in Hatano mine. S. Watari and T. Homma

Crystal form and unit cell constant of hematite from Sennin mine, Iwate Prefecture. K. Kato

Refinment for the net for drawing of crystal figures. K. Takano

Groundmass anhydrite in the olivine basalt from the Rishiri volcano, Hokkaido. Y. Katsui

Contamination phenomena observed in pyroxene andesite. R. Ota

New bomb of the Sakurajima volcano. S. Taneda and J. Morita

Dolomite after fossils from Hanezuru Mine, Tochigi Prefecture. H. Takahashi

Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Abstracts :

Mineralogy and crystallography. Relationships among impurity contents, color centers and lattice constants in quartz, etc.

Petrology and volcanology. Texural and spectrochemical studies of the White Tank quarz monzonite, California, etc.

Sci. of metallic deposits. Supergene copper-uranium deposits in Northern Nova Scotia, etc.

Sci. of petroleum deposits. Preservation of chlorophyll derivatives in sediments of southern California, etc.

Ceramic minerals. Reactions in silica-alumina mixtures.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan